



Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique

David D. Menier

► To cite this version:

David D. Menier. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : Apport de la stratigraphie sismique. Minéralogie. Université Rennes 1, 2003. Français. NNT: . tel-00007291

HAL Id: tel-00007291

<https://theses.hal.science/tel-00007291>

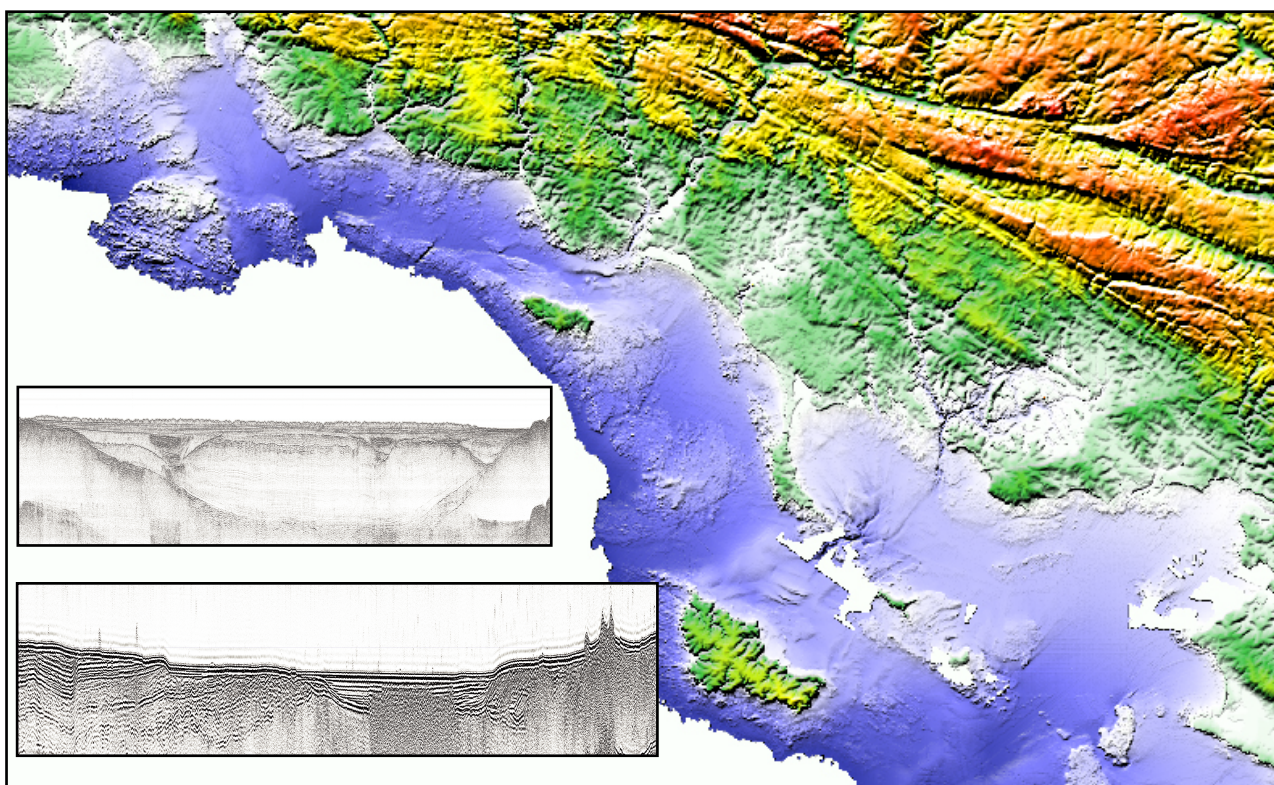
Submitted on 4 Nov 2004

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

David MENIER

*Morphologie et remplissage
des vallées fossiles sud-armoricaines :
apport de la stratigraphie sismique*



Thèse de l'Université de Bretagne Sud

n° ____

2004

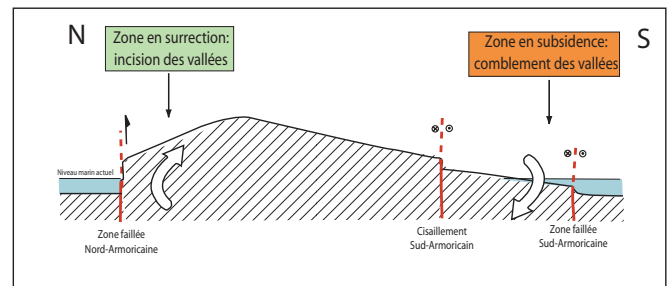
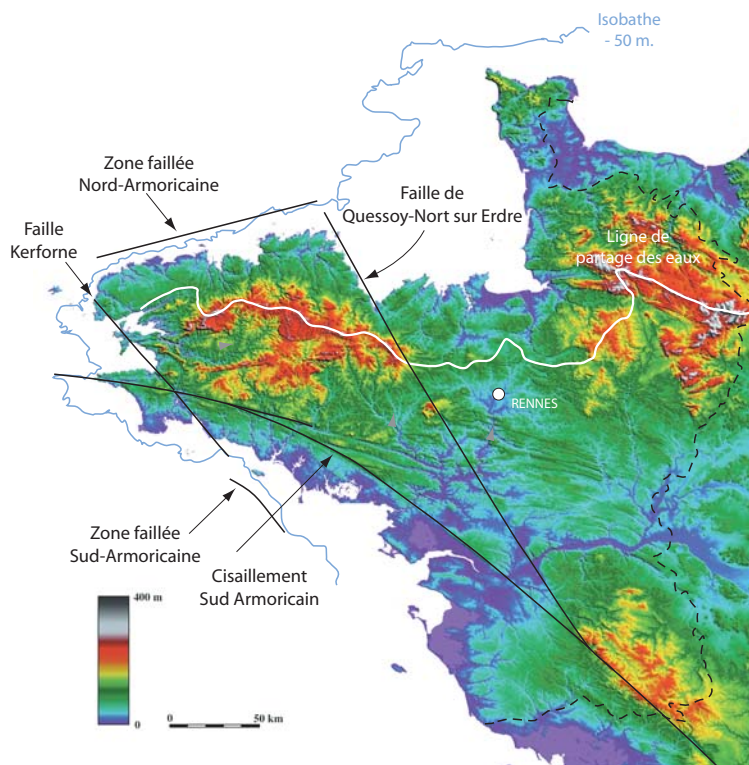
INTRODUCTION

De nombreuses études anciennes se sont intéressées à l'histoire et à la formation du relief armoricain (Puillon-Boblaye, 1827 ; Barrois, 1897d ; De Martonne, 1906). Des études récentes en géomorphologie menées à terre en Bretagne (Bonnet, 1998) à partir de données de terrain, d'imagerie satellitaire et de topographie numérique (figure 1.a), ont confirmé que le Massif Armoricain a subi depuis le passage Pliocène-Pléistocène (2.5 millions d'années) une surrection différentielle croissante du Sud vers le Nord en réponse à une compression NW-SE (Bevan & Hancock, 1986 ; Muller *et al.*, 1992 ; Hibschi *et al.*, 1993 ; Bonnet, 1998). Cette surrection confirmée par les données de sismicité naturelle (sismicité instrumentale 1962-1993 ; LDG/CEA) et les données de nivellement (Lenôtre *et al.*, 1999), est accommodée le long d'accidents transverses (figure 1.a) de direction NW-SE (fractures « Kerforne ») et de failles associées au Cisaillement sud-armoricain (C.S.A.). Le Massif Armoricain au relief très asymétrique caractérisé par une ligne de partage des eaux décentrée vers le Nord, est un domaine en surrection/érosion (figure 1). Ce soulèvement a provoqué la réorganisation partielle des réseaux fluviaux régionaux (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000 ; Guillocheau *et al.*, 1998, 2000), qui a elle-même entraîné (figure 1.d) :

- (1) l'érosion des dépôts antérieurs (mésocène/cénozoïques) ;
- (2) l'incision des reliefs au Nord et l'absence de remplissage sédimentaire dans les vallées nord-armoricaines ;
- (3) le dépôt d'une nouvelle couverture sédimentaire aujourd'hui ennoyée et scellée par les dépôts post-glaciaires en domaine côtier sud-armoricain.

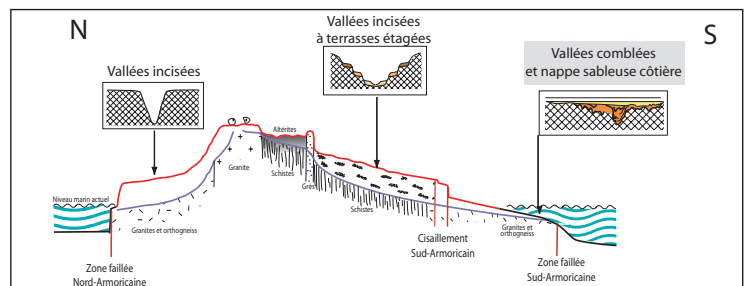
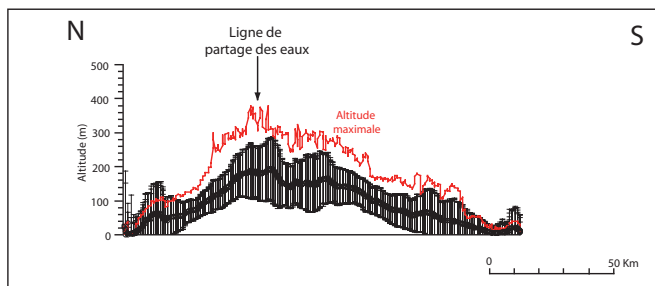
L'histoire récente du Massif Armoricain est à rechercher dans cette nappe sédimentaire côtière sud-armoricaine préservée entre la côte actuelle et l'isobathe 50 m (Proust, 1999).

Les premières connaissances de géologie sous-marine du domaine littoral sud-armoricain portent principalement sur la lithologie des formations sédimentaires et accessoirement sur celle du socle immergé. Ces données, compilées sur les premières cartes hydrographiques de la Marine, ont été publiées de façon systématique dans les années 1820 sous la direction de Beautemps-Beaupré. Les premières publications académiques importantes sur le socle en mer datent du début du XX^e siècle : Pervinquière (1910) décrit les premiers dragages sur le plateau de Rochebonne, Ferronnière (1921), après Barrois (1897a, b), publie la première carte géologique au 1 : 500 000 de la région du Mor braz (Baies de Quiberon et Vilaine), prolongeant ainsi en mer les structures connues à terre (figure 2).



(a) Principaux alignements structuraux replacés sur le Modèle Numérique de Terrain du Massif Armoricain

(b) Tectonique de basculement :
- soulèvement de la marge Nord
- affaissement de la marge Sud



Données des années 1970
(BRGM, Delanoë, Vanney)

(c) Coupe topographique du Massif Armoricain montrant une ligne de partage des eaux décentrées vers le Nord

(d) Conséquences visibles à terre et en mer

Figure 1 : Cadre morpho-tectonique de l'étude
(d'après Bonnet, 1998 & Proust, 1999)

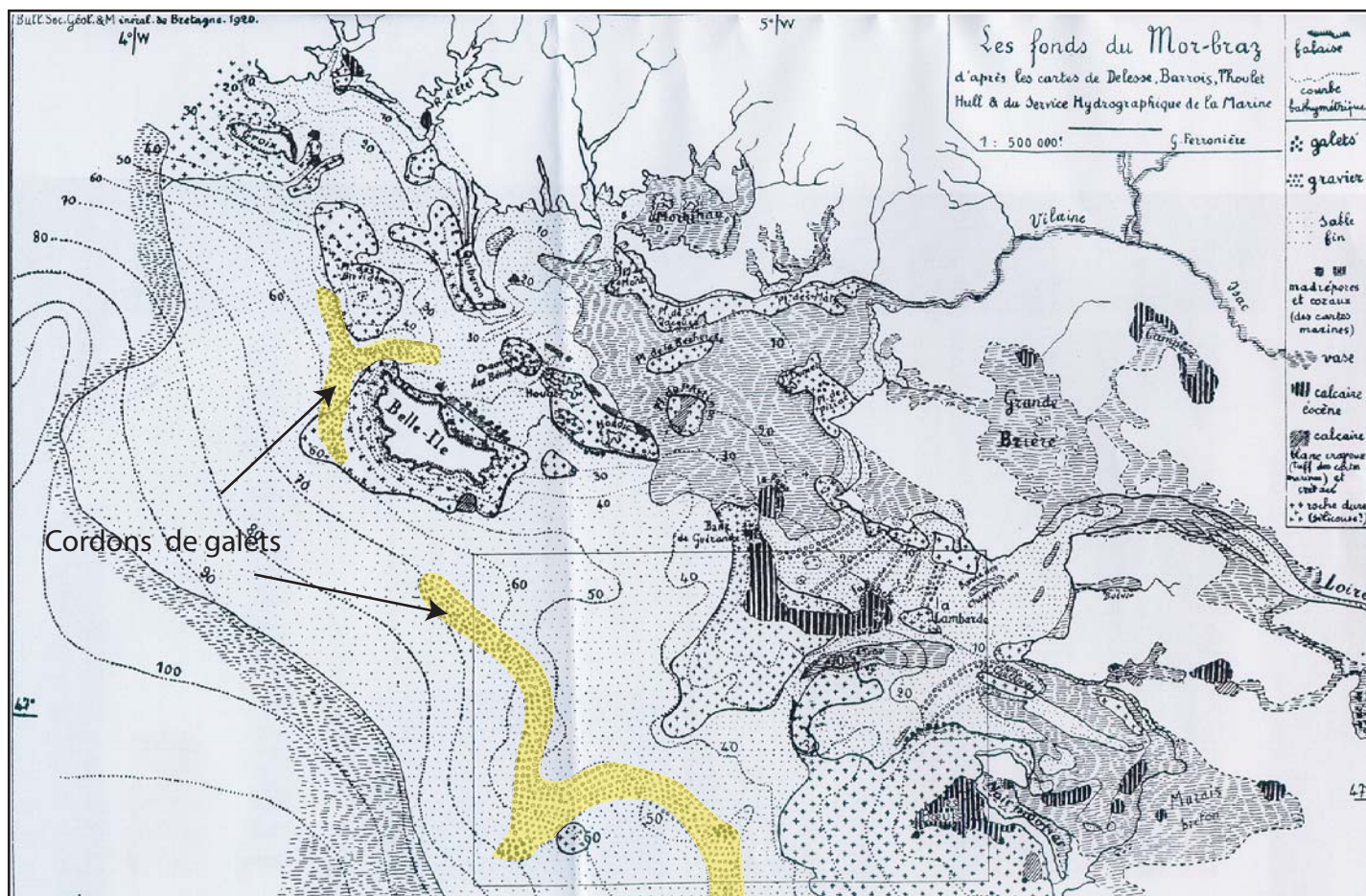


Figure 2 : Carte géologique des fonds du Mor bras
(d'après Ferronière, 1921)

Ferronière (1921) décrit les différents types de dépôts et note plus particulièrement au NW de Belle-île et au SW du Banc de Guérande la présence de cordons de galets fossiles. Il interprète ces dépôts comme pouvant correspondre à d'anciennes lignes de rivage (figure 2).

Dans les années 1970, de nombreuses campagnes de sismique réflexion (figure 3) et de sondages en domaine côtier ont permis d'établir le cadre géologique et structural du socle ancien et des formations post-paléozoïques de la marge sud-armoricaine. A partir de ces données, une première reconstitution des réseaux hydrographiques fossiles (figures 3 et 4) et une estimation des remplissages de paléovallées ont été réalisées (Horn *et al.*, 1966 ; Bouysse & Horn., 1968 ; Boillot *et al.*, 1971 ; Delanoë *et al.*, 1972 ; Bouysse *et al.*, 1974 ; Pinot, 1974 ; Lefort, 1975 ; Delanoë & Pinot 1974, 1977 ; Vanney, 1977).

Depuis les années 1980, les nombreux progrès technologiques (positionnement GPS, traitement numérique des données sismiques etc.) ont permis d'améliorer la précision et la résolution des investigations de sub-surface (Braaksma *et al.*, 2003 ; Proust *et al.*, 2001b ; Gibert *et al.*, 2002 ; Mahieux *et al.*, 1998). Parallèlement, le développement des concepts de stratigraphie séquentielle donnait accès à une nouvelle compréhension des mécanismes sédimentaires, notamment ceux à la transition terre-mer (Sloss, 1988 ; Proust, 1990 ; Proust *et al.*, 1990 ; Proust, 1995 ; Proust & Deynoux, 1994, Proust *et al.*, 2001a).

Dans ce contexte, cinq nouvelles campagnes de sismique monotrace Très Haute Résolution (THR, voir en annexe) ont été menées sur le domaine submergé sud-armoricain entre 1999 et 2002 , totalisant 3000 km de profils (Proust, 1999 ; projet PRIR). Ces campagnes ont permis de préciser l'architecture des dépôts préservés entre la côte et l'isobathe 50 mètres au débouché des principales vallées sud-bretonnes (Odet, Blavet, rivière d'Etel, Vilaine). De nouvelles cartes permettent de préciser l'extension de la couverture cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire), sur lequel plusieurs réseaux hydrographiques fossiles sont mis en évidence.

L'attention a été focalisée sur les paléovallées au Quaternaire, à travers deux axes principaux :

- (1) Construire un modèle cohérent des vallées, incluant la surface d'incision et les unités acoustiques de remplissage. Ce modèle permet de discuter la dynamique sédimentaire et stratigraphique à la transition terre-mer (notamment l'enregistrement des paléoenvironnements et de la paléomorphologie côtière).
- (2) Etendre au domaine marin les profils longitudinaux des principaux fleuves côtiers. Ces profils permettent de discuter de l'ajustement des fleuves au niveau de base, et notamment la réponse aux mouvements tectoniques.

Les résultats permettent de :

- (1) Discuter l'importance relative des facteurs tectoniques, eustatiques, climatiques et morphologiques dans la genèse et l'architecture des dépôts quaternaires dans un contexte de soulèvement de faible amplitude.
- (2) Proposer un modèle d'évolution du relief de cette zone submergée en relation avec l'histoire récente du Massif Armoricain.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un **Projet de Recherche d'Intérêt Régional (PRIR)** proposé par Géosciences–Rennes–CAREN, coordonné par J.-N. PROUST et intitulé *COTARMOR : le domaine côtier péri-armoricain : état ancien, état actuel et prévisions d'évolution pour le 21^{ème} siècle*. Ce projet, financé par la Région Bretagne, a été mené à bien grâce à une collaboration multipartite : Université de Rennes 1, Université de Bretagne Sud, Université de Caen, Université de Bretagne Occidentale, B.R.G.M., IFREMER, EPSHOM et CNRS/INSU.

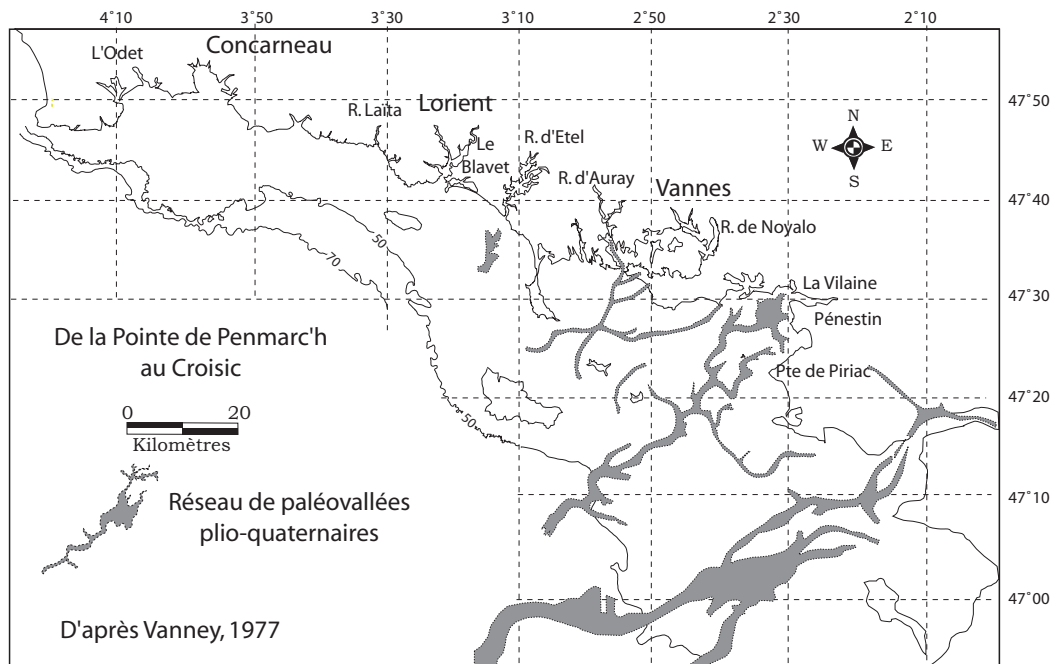
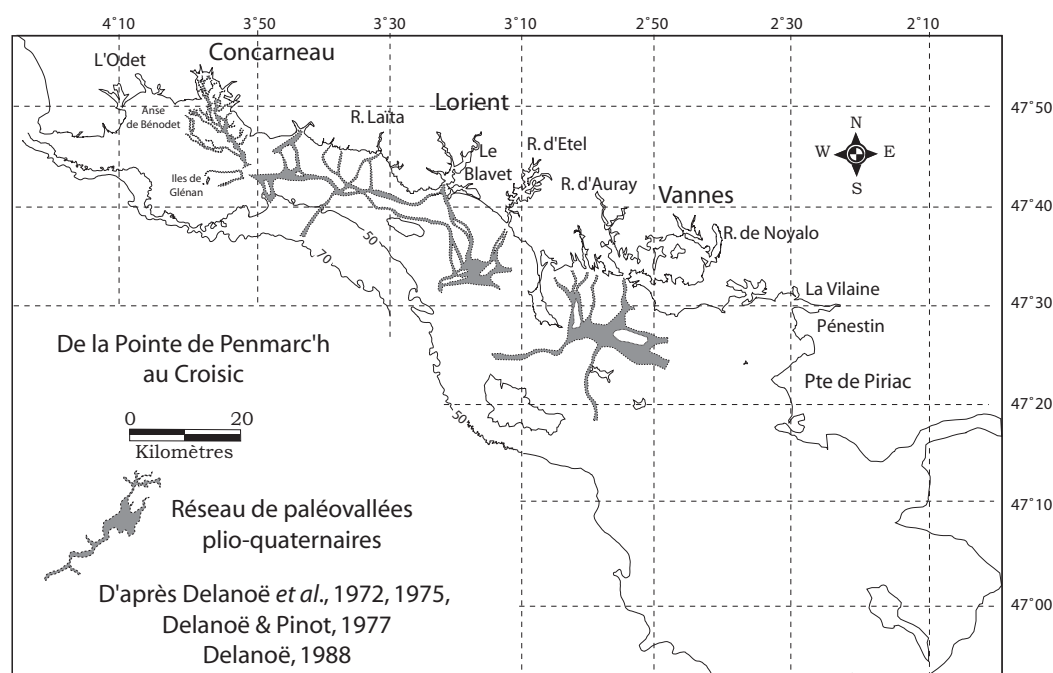
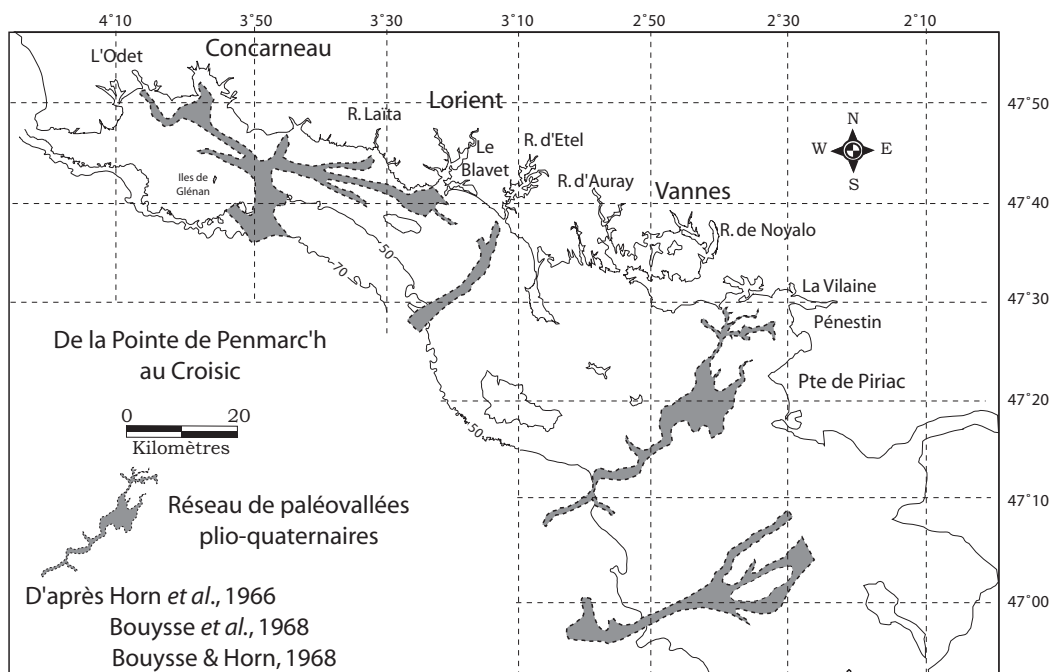


Figure 4 : Vallées fossiles de la Pointe de Penmarc'h au Croisic

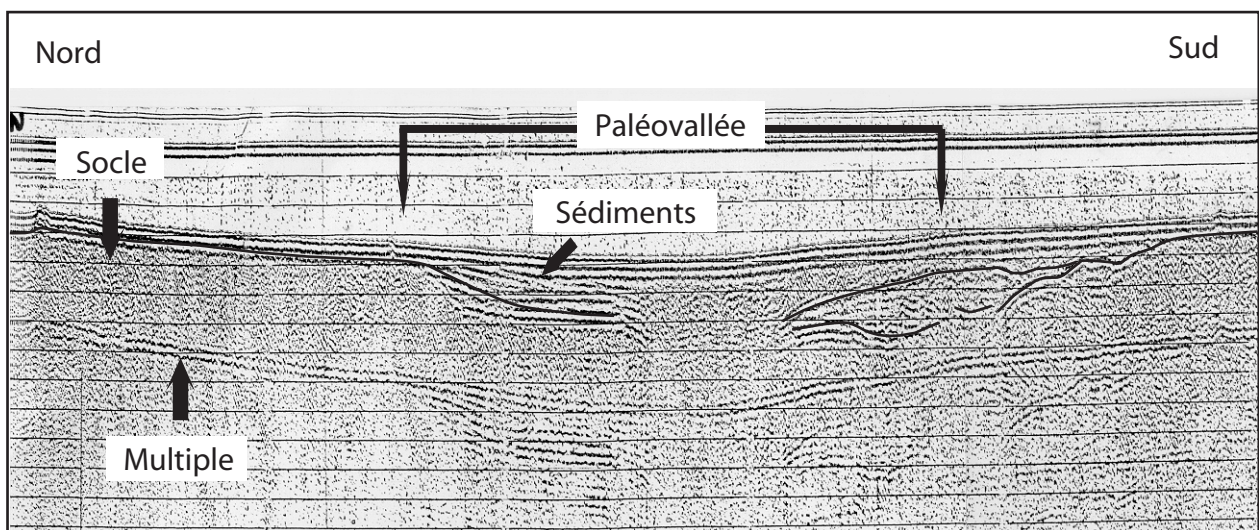
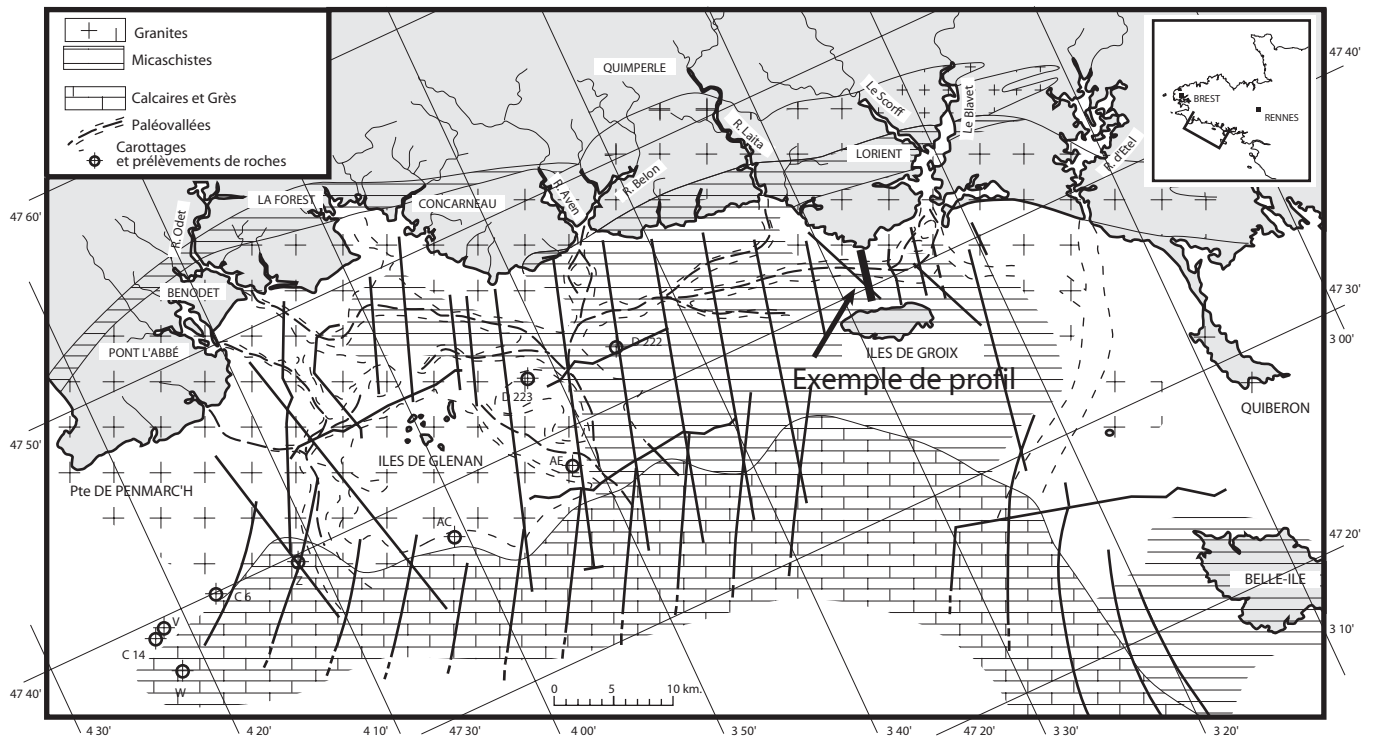


Figure 3 : Plan de position des profils sismiques réflexion continue en Bretagne méridionale, (Penmarc'h et Belle-île) et exemple de résultats de prospection sismique au Nord de Groix (d'après Bouysse *et al.* 1968-mission B.R.G.M., 1967)

CHAPITRE I

CADRE REGIONAL DU DOMAINE COTIER SUD-ARMORICAIN

Ce premier chapitre est consacré à la localisation et aux principales caractéristiques géologiques et morphologiques de la zone d'étude. Les principales oscillations climatiques et eustatiques ainsi que l'histoire tectonique du Massif Armoricaïn depuis le Tertiaire à l'actuel y sont rappelées.

A. LOCALISATION ET PHYSIOGRAPHIE DE LA ZONE D'ETUDE

La zone d'étude se situe au Sud du Massif Armoricaïn dans la partie septentrionale de la marge océanique armoricaïne. Elle est comprise entre 4°20 W et 2°30 W de longitude et 47°45 N et 47°15 N de latitude Nord. Elle s'étend de la pointe de Penmarc'h à l'Ouest à la pointe du Croisic à l'Est (figure I.1). Trois grands ensembles « physiographiques » caractérisent la marge sud-armoricaïne : les « régions intérieures », les « régions centrales » et « les régions extérieures » (Vanney 1977 ; figure I.2).

Les « régions intérieures » ou « précontinent breton » de Pinot (1974) se situent entre la côte et l'isobathe -50 m et constituent le cœur de notre étude. Ces régions intérieures, d'une largeur de 5 à 14 km, comprennent deux parties :

- Une partie amont dont la profondeur n'excède pas 25 m, constituée de baies (Concarneau, Lorient, Quiberon et Vilaine) ;
- Une partie aval, parsemée d'îles (Glénan, Groix, Houat, Hoëdic...) et de hauts fonds (Basse Jaune, Toulven etc ; plateaux des Birvideaux, de l'Artimon, du Four etc.), alignés N120 parallèlement au C.S.A. ou plus rarement N30-60 et séparés les uns des autres par des vallées fossiles incomplètement comblées (fosse de Kornog, passage de la Teignouse) (Ferronière, 1922 ; Guilcher, 1948 ; Pinot, 1947 ; Vanney, 1977).

Les « régions centrales » s'étendent sur 80 km de large, entre 50 m et 110 m de profondeur. Elles comprennent trois grands ensembles :

- Un premier ensemble composé de « roches » isolées (Vanney, 1977), telles que : le « plateau de l'île d'Yeu » situé entre 60 et 100 m de profondeur, le plateau de Rochebonne (socle cristallin) situé à l'Ouest de l'île de Ré, à moins de 60 km des côtes et les « Roches de Belle-île » (socle cristallin).

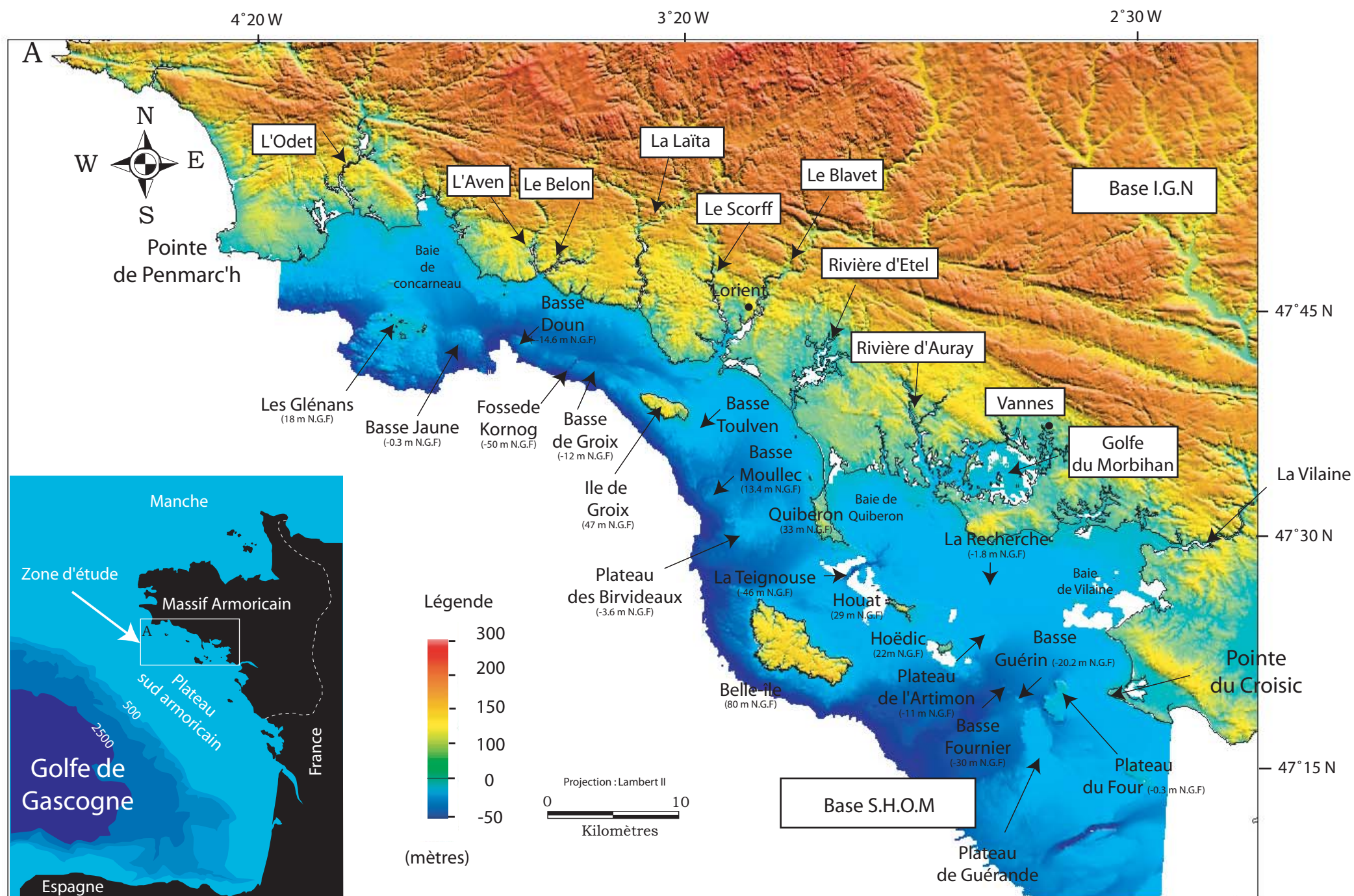


Figure I.1 : Situation générale de la pointe de Penmarc'h au Croisic

- Un deuxième ensemble composé de vastes plans inclinés (15 000 km²) recouverts de graviers et de sables roux appelé « Glacis-plaines ». Il s'agit des « Glacis-Plaines » de Belle-île, de l'île d'Yeu et du Nord de l'Aquitaine, situés à une profondeur comprise entre 30 et 50 mètres (Vanney, 1977).

- Un troisième ensemble composé d'une ceinture de sables fins et de vases, s'étend de la Baie d'Audierne au plateau de Rochebonne entre 70 et 120 mètres de profondeur appelé « Grande Vasière » (Delesse 1871 cité par Vanney, 1977). Le terme de « Grande Vasière » est toutefois impropre car le sédiment est composé en moyenne de 1.83% de graviers, 78% de sables et 19.33% de pélites. Il s'agit donc plutôt d'un corps sableux (Vanney, 1977).

Les « régions extérieures » correspondant aux secteurs les plus étendus et les plus éloignés comprennent trois régions distinctes :

- La plate-forme externe, comprise entre les isobathes 100 m et 200 m, d'une largeur d'environ 80 km présente une pente inférieure à 0.5m/km ;
- La pente continentale comprise entre les isobathes 200 m et 4000 m s'étend du plateau de Mériadzek au NW, jusqu'au Canyon de cap Ferret au SE ;
- Le glacis continental, en dessous de 4000 m, d'une longueur de 500 km, d'une largeur d'environ 100 km correspond à la zone de transition avant la plaine abyssale (figure I.2).

B. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

La description géologique qui suit a pour but de rappeler les grands traits géologiques du socle protérozoïque, paléozoïque et de la couverture cénozoïque du Massif Armoricaïn.

1. Le socle protérozoïque et paléozoïque

Le Massif Armoricaïn correspond à un domaine de socle bordé par trois bassins sédimentaires, le bassin de Paris à l'Est, le bassin de la Manche occidentale au Nord et le Bassin Aquitain au Sud. Il se prolonge vers l'Ouest sous les sédiments de la marge armoricaïne. Ces limites ne traduisent pas l'extension véritable du Massif Armoricaïn : Il se prolonge au Nord jusqu'à l'anomalie gravimétrique et magnétique de la Manche, à l'Est vers l'anomalie magnétique du Bassin de Paris ; au Sud il se poursuit sous la couverture sédimentaire jusqu'à l'anomalie d'Audierne et jusqu'à la discontinuité géophysique sud-armoricaïne (Werber *et al.*, 1980 cité par Thomas, 1999 ; figure I.3).

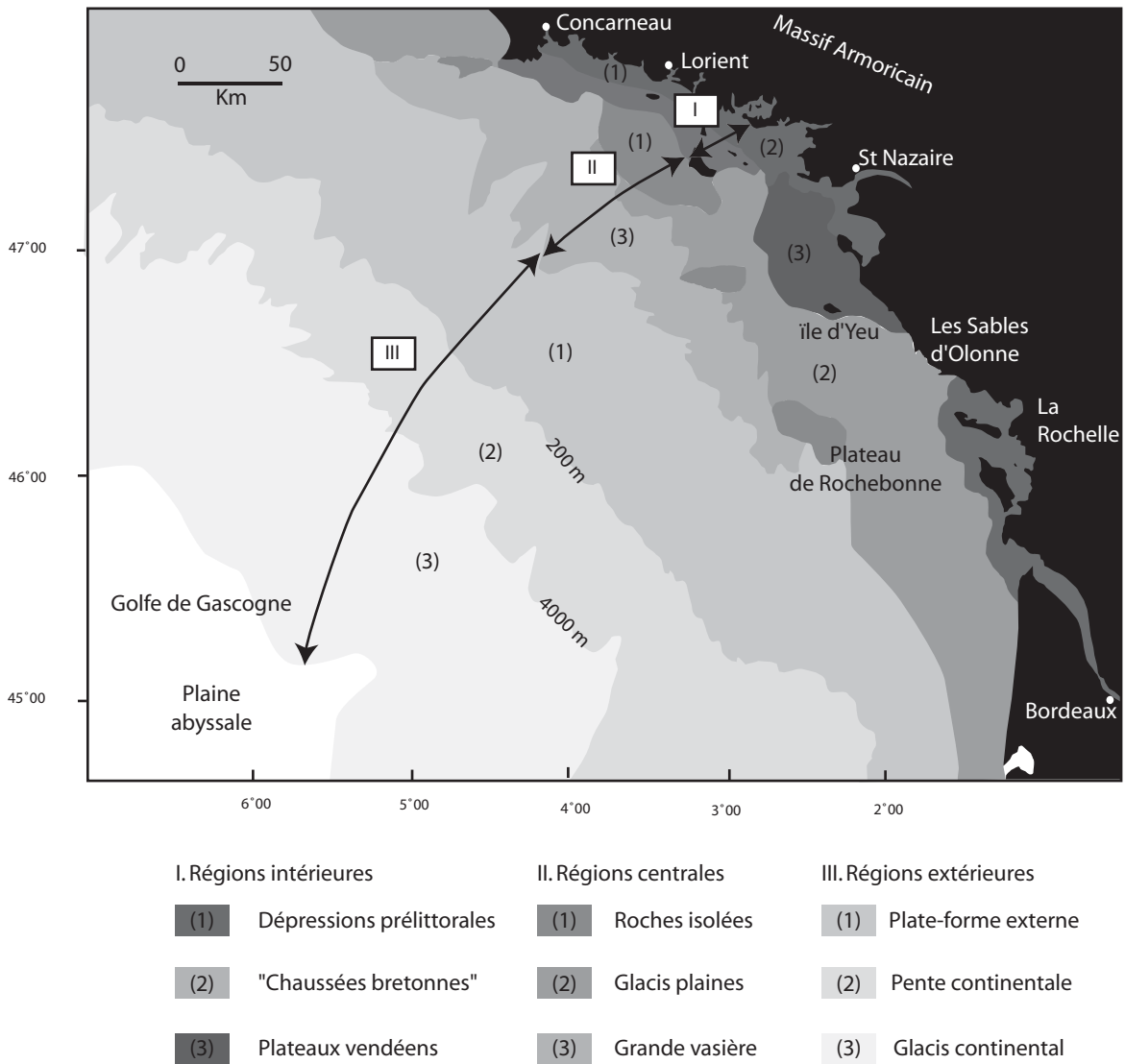


Figure I.2 : La marge sud-armoricaine et les régions physiographiques
(modifié d'après Vanney, 1977)

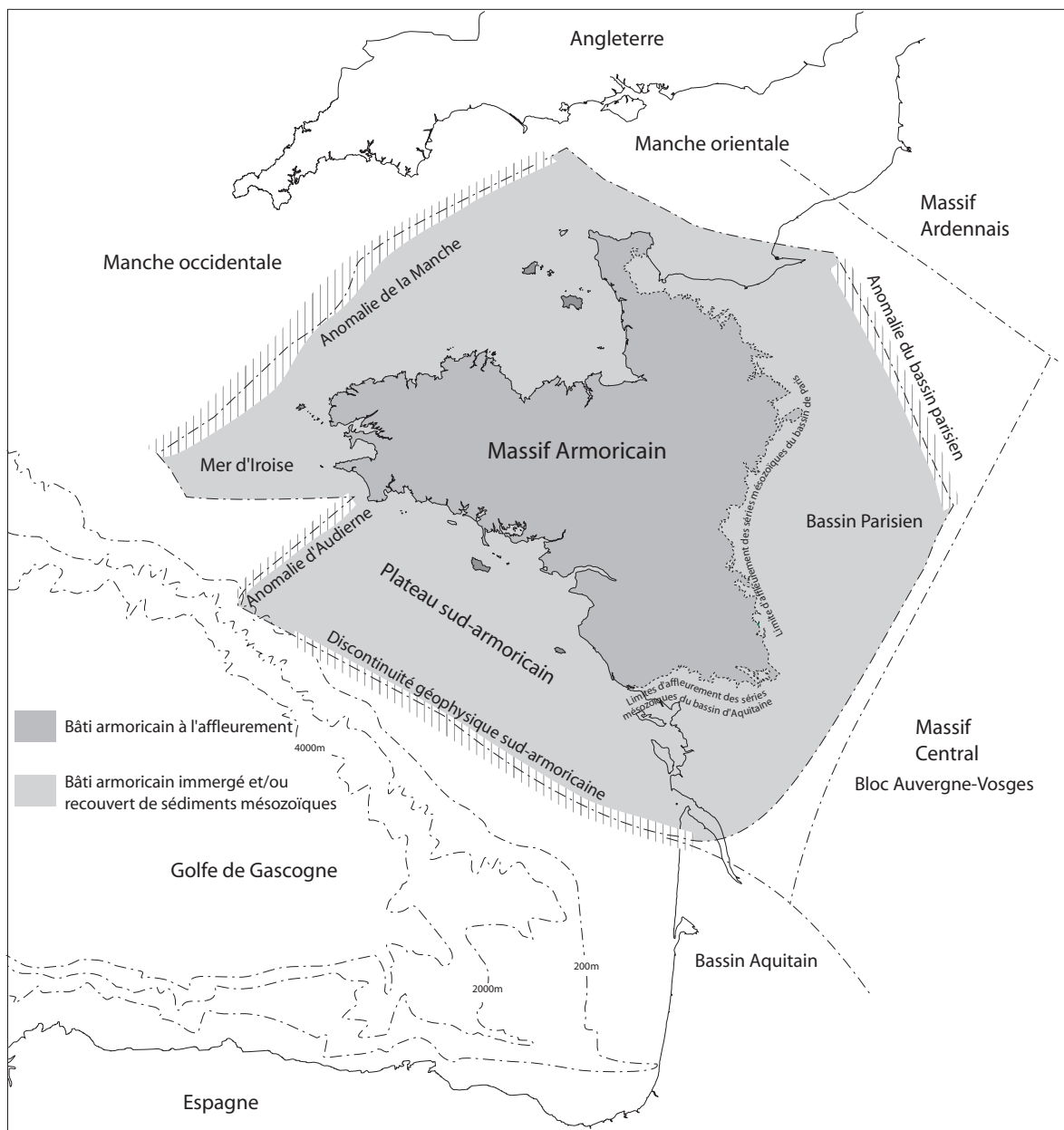


Figure I.3 : Limites du Massif Armoricain et des principaux bassins périphériques

(Découpage proposé selon Werber *et al.*, 1980 à partir des provinces gravimétriques, modifié d'après Thomas, 1999)

L'histoire géologique du socle armoricain est, pour l'essentiel, le résultat de deux évolutions géodynamiques successives : l'orogénèse cadomienne (620 à 540 Ma) et l'orogénèse hercynienne (440 à 280 Ma). Ces orogénèses déterminent les grandes caractéristiques actuelles du Massif Armoricain (Le Corre *et al.*, 1991) qui comprend quatre grands domaines : les domaines nord-armoricain, nord-ouest-armoricain, médio-armoricain et sud-armoricain.

Le domaine nord-armoricain est composé de roches sédimentaires et volcano-sédimentaires d'âge protérozoïque supérieur, recoupées par des granitoïdes et en partie métamorphisées lors de l'orogénèse cadomienne. Les effets de l'orogénèse hercynienne y sont réduits (filons de dolérites).

Le domaine Nord-Ouest Armoricain est composé de roches métamorphiques et de granitoïdes qui forment le « Léon métamorphique » essentiellement hercynien.

Le domaine médio-armoricain (figure I.4) est caractérisé par des formations sédimentaires briovériennes, peu déformées par l'orogénèse cadomienne et surmontées en discordance par les séries sédimentaires ordoviciennes à carbonifères. Ces formations sont plissées et affectées par une schistosité et un métamorphisme de bas-grade au Carbonifère, contemporains de la mise en place des granites hercyniens. Cette partie centrale est limitée au Nord par le Cisaillement Nord-Armoricain (C.N.A.) et au Sud par le Cisaillement Sud-Armoricain (C.S.A.).

Le domaine sud-armoricain est constitué de granitoïdes et de roches métamorphiques contemporains de l'orogénèse hercynienne (figure I.4), où les formations sédimentaires protérozoïques et paléozoïques sont peu représentées voire absentes (figure I.4). Il comprend deux accidents structuraux majeurs : le Cisaillement Sud-Armoricain (C.S.A.) et l'Escarpe Sud-Armoricain (E.S.A.) (figure 1). Le C.S.A. s'étend de la pointe du Raz au Massif central et l'E.S.A., des îles de Glénan au Glacis-plaine de Belle-île (Vanney, 1977). Ces accidents ont fonctionné en décrochements ductiles dextres (Gapais & Le Corre, 1990) avec des déplacements supérieurs à la centaine de kilomètres (Jégouzo & Rossello., 1988). Le socle armoricain est pénéplané durant le Stéphanien-Permien jusqu'au Trias puis recouvert par les premières formations méso / cénozoïques.

La fracturation du socle est caractérisée par trois principales familles de failles : une direction moyenne N30 (héritage cadomien), une direction N120 (héritage hercynien) et enfin une direction N160 (d'âge triasique) (Vignerresse, 1988 ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Caroff *et al.*, 1995). Ces directions de fractures seront réutilisées de nombreuses fois jusqu'à l'époque actuelle (figure I.4).

2. La couverture sédimentaire cénozoïque

Sur le Massif Armoricaïn émergé, aucune formation d'âge Mésozoïque n'a été identifiée. Les reconstitutions paléogéographiques font généralement apparaître le Massif Armoricaïn comme une « île » entourée par un domaine maritime plus ou moins étendu depuis 240 millions d'années (Ziegler, 1990 ; Dercourt *et al.*, 2000). Cependant, des études récentes suggèrent l'existence d'une couverture jurassique, actuellement érodée, sur le Massif Armoricaïn continental (Wyns *et al.*, 2002 ; Barbarand cité par Guillocheau *et al.*, 2003).

L'épaisseur et la continuité latérale de la couverture cénozoïque du Massif Armoricaïn sont beaucoup plus importantes en mer qu'à terre. Ces séries épaisses de quelques mètres et souvent lacunaires à terre (Durand, 1960a) présentent une épaisseur parfois supérieure à 1000 mètres en Manche occidentale et à la rupture du plateau continental (puits PENMA 1, figure I.5, Thomas, 1999). Elles comprennent des sédiments marins ou continentaux, voire des altérites, datés du Paléogène au Quaternaire et décrits entre autres par Gros & Limasset (1984), Wyns, (1991), Thomas (1999), Brault (2002), Brault *et al.* (2003), Guillocheau *et al.* (2003) (figure I.6 & I.7).

Les grands traits de l'évolution cénozoïque du Massif Armoricaïn présentés ci-dessous ont été reconstitués à partir des travaux de Thomas, (1999); Brault, (2002) ; Guillocheau *et al.*, (2003) ; Brault *et al.*, (2003) (figure I.6 & I.7).

La lithologie et le contexte de dépôt des formations cénozoïques seront brièvement rappelés. Ces données ont été rassemblées sous la forme d'une figure synthétique (figure I.6) et de deux coupes géologiques simplifiées (figure I.7) rappelant le contexte climatique, tectonique et les types de dépôts du Crétacé au Pliocène. Les lieux d'observation des sédiments concernent le plateau sud-armoricaïn et l'actuel domaine émergé du Massif Armoricaïn. Nous regrouperons sous le vocable « région Estuaire de la Loire », l'ensemble des bassins cénozoïques situés à proximité de ce fleuve : il s'agit des bassins de Saffré, de Savenay, des Essarts, et de Campbon (voir détails dans Thomas, 1999 et Brault, 2002).

Le Paléocène

Le Paléocène reconnu dans le sondage PENMA1 (figure I.5) est constitué de faciès crayeux plus ou moins argileux interprétés comme représentatifs d'un milieu de plate-forme externe en aggradation (Lucas, 1995 ; Thomas, 1999; Guillocheau *et al.*, 2003).

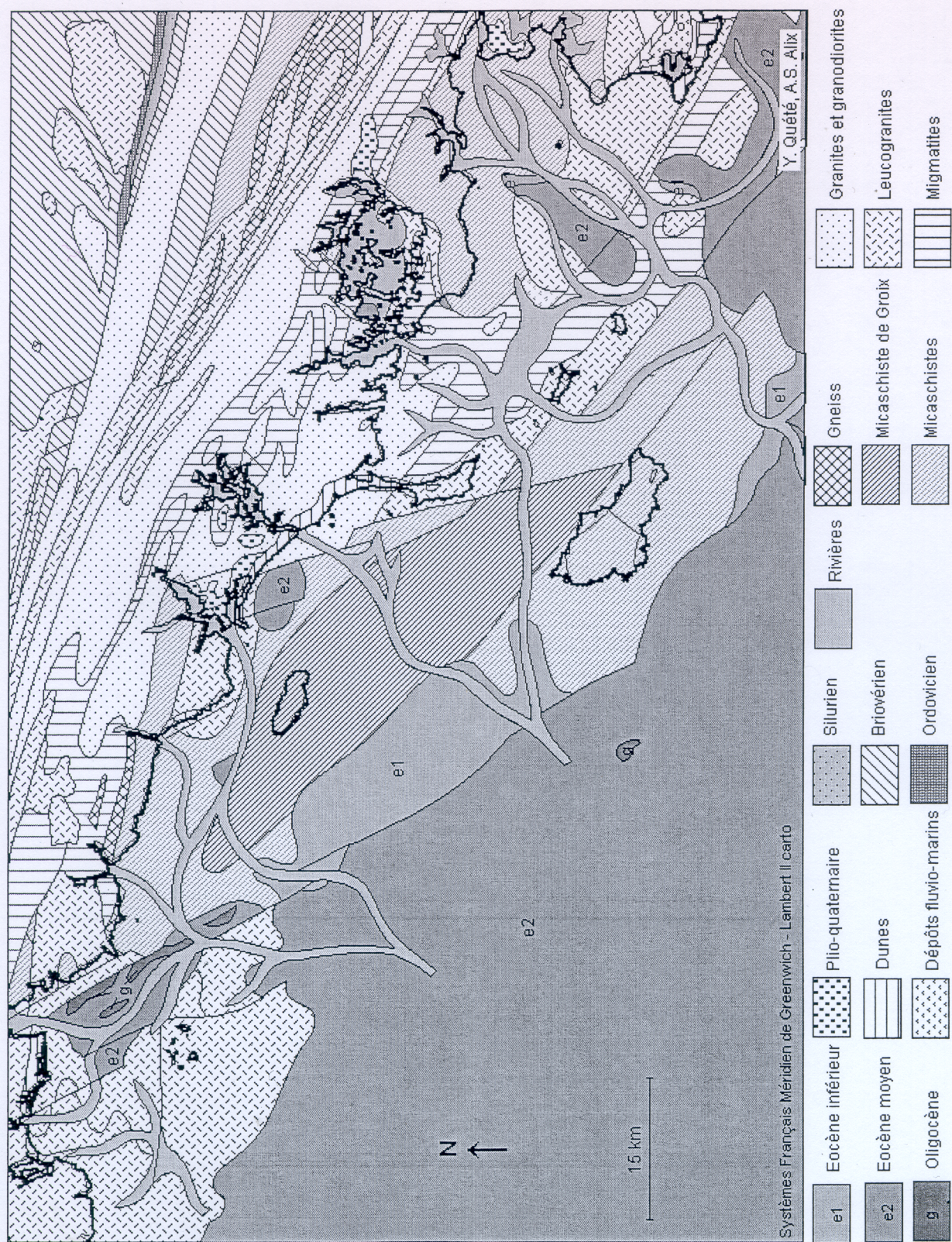


Figure I.4 : Carte géologique simplifiée au Sud du Massif Armoricain (réalisée à partir de la carte géologique de la France au 1/1000 000 du B.R.G.M).

L'Eocène

L'Yprésien, essentiellement terrigène a été caractérisé sur la marge sud-armoricaine (figure I.5, Lucas, 1995 ; Thomas, 1999) et dans la région de l'estuaire de la Loire (figures I.6 & I.7 ; Durand, 1960a,b ; Gros & Limasset, 1984 ; Borne, 1986). Il s'agit de séries terrigènes transgressives en onlap sur le Crétacé et sur le socle armoricain (Guillocheau *et al.*, 2003). Elles sont préservées au contact socle couverture au Sud du C.S.A. soit dans des paléovallées, soit dans des grabens tertiaires (Gros & Limasset, 1984 ; Thomas, 1999; Guillocheau *et al.*, 2003).

Le Lutétien inférieur a été reconnu dans deux gisements, l'un en Bretagne Nord (Tréguier, calcaire bioclastique à *Nummulites laevigatus*, Lefort, 1970), l'autre en Bretagne Sud (Quiberon, calcaire à *Nummulites brongniarti*, Durand, 1960a). La révision des échelles biostratigraphiques (Hardenbol *et al.*, 1998 cité par Guillocheau *et al.*, 2003) conduit à une réattribution des calcaires bioclastiques (calcaires et sables à *Nummulites brongniarti*) qui, classiquement attribués au lutétien supérieur, indiquent plutôt, un âge bartonien inférieur à moyen. L'interprétation de la microfaune semblerait donc plutôt indiquer un âge Bartonien pour le gisement de Quiberon (Guillocheau *et al.*, 2003).

Le Bartonien a été mis en évidence le long de l'accident Quessoy/Essarts (Gros & Limasset, 1984), dans la région de l'estuaire de la Loire (figures I.6 & I.7), sur la bordure orientale du Massif Armoricaire (Maine et Anjou) et sur le plateau continental sud-armoricain (figure I.5) (Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Il s'agit de calcarénites et de calcaires bioclastiques à *Nummulites brongniarti*, qui reposent directement sur le socle et le Crétacé (figure I.4 & I.5) et ceinturent le Massif Armoricaire (Bouysse & Horn, 1968, 1972).

Le Priabonien a été identifié le long de la faille de Quessoy/Nort sur Erdre, dans les bassins de Ceaucé et de Rennes, et au Sud de Quimper (Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Il s'agit de sédiments argileux mis en place en contexte lacustres et palustres déposés en régime saumâtre (Thomas, 1999 ; Brault, 2002).



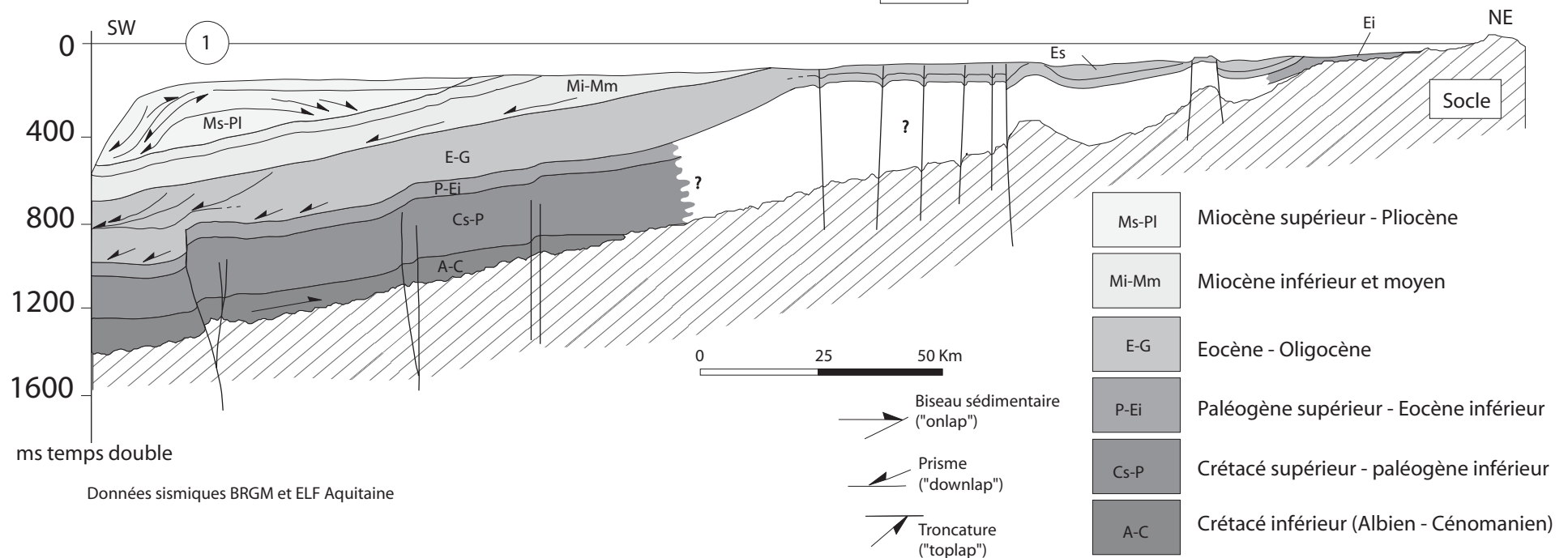
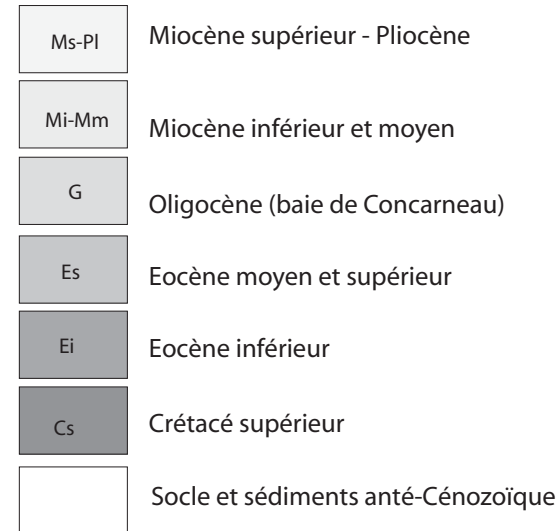
Figure I.5 : La couverture sédimentaire au sud-ouest du plateau sud-armoricain :

A. Carte géologique simplifiée

B. Coupe NE-SW de la marge SW armoricaine en position 1 sur la carte A

(Interprétation de Lucas, 1995 & Guillocheau *et al.*, sous presse)

(modifié d'après Thomas, 1999)



Le caractère souvent azoïque de ces formations littorales ne permet pas de réaliser des corrélations à l'échelle régionale (Morzadec, 1973), d'autant plus que des mouvements tectoniques ont affecté le Massif Armoricaïn dès le Pléistocène moyen en Bretagne (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2002) et dans le Cotentin (Baize, 1998). Enfin, des formations périglaciaires, abondantes au Nord de la Bretagne se sont déposées pendant les phases froides. Il s'agit de coulées de solifluxion (heads), de limons et de loess (Barrois, 1897c ; Milon & Dangeard, 1928 ; Morzadec-Kerfourn, 1973, 1974 ; Laudridou, 1985 ; Hallegouët & Van Vliet-Lanoë, 1989 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 ; Van Vliet-Lanoë, 1996). Au Sud, les coulées de solifluxion sont moins abondantes, les dépôts de type éolien peu représentés et seuls de nombreux galets éolisés affleurent à la surface des sols anciens (région de Lorient, Morzadec, 1973).

Le Pléistocène est signalé en mer (figure I.8) dans les grands bancs sableux des approches occidentales de la Manche (Berné *et al.*, 1998 ; Reynaud *et al.*, 1999a,b,c), dans la fosse centrale de la Manche (Pléistocène inférieur et supérieur, Lericolais, 1997), sur toute la bordure côtière sud-armoricaine entre les isobathes 0 et 50 mètres (Pléistocène moyen, Proust *et al.*, 2001) et dans l'estuaire de la Loire (Barbaroux *et al.*, 1980). Il s'agit dans la fosse de la Manche de formations sédimentaires de type alluvial sans plus de précisions (Lericolais, 1997), de dépôts fluviatiles et tidaux en Baie de Vilaine (Proust *et al.*, 2001) et de dépôts fluvio-marins dans l'estuaire de la Loire (Barbaroux *et al.*, 1980).

L'Holocène

Les dépôts holocènes sont abondants sur le Massif Armoricaïn. Ils affleurent dans la région du Trégor, dans les Monts d'Arrée et la Montagne Noire sur la bordure marine actuelle du Massif Armoricaïn.

Les dépôts continentaux comprennent des alluvions (région du Trégor), de la tourbe (Monts d'Arrée et Montagnes noires), et des dépôts fluviatiles sur les pentes des bassins versants actuels (Morzadec, 1973, 1974).

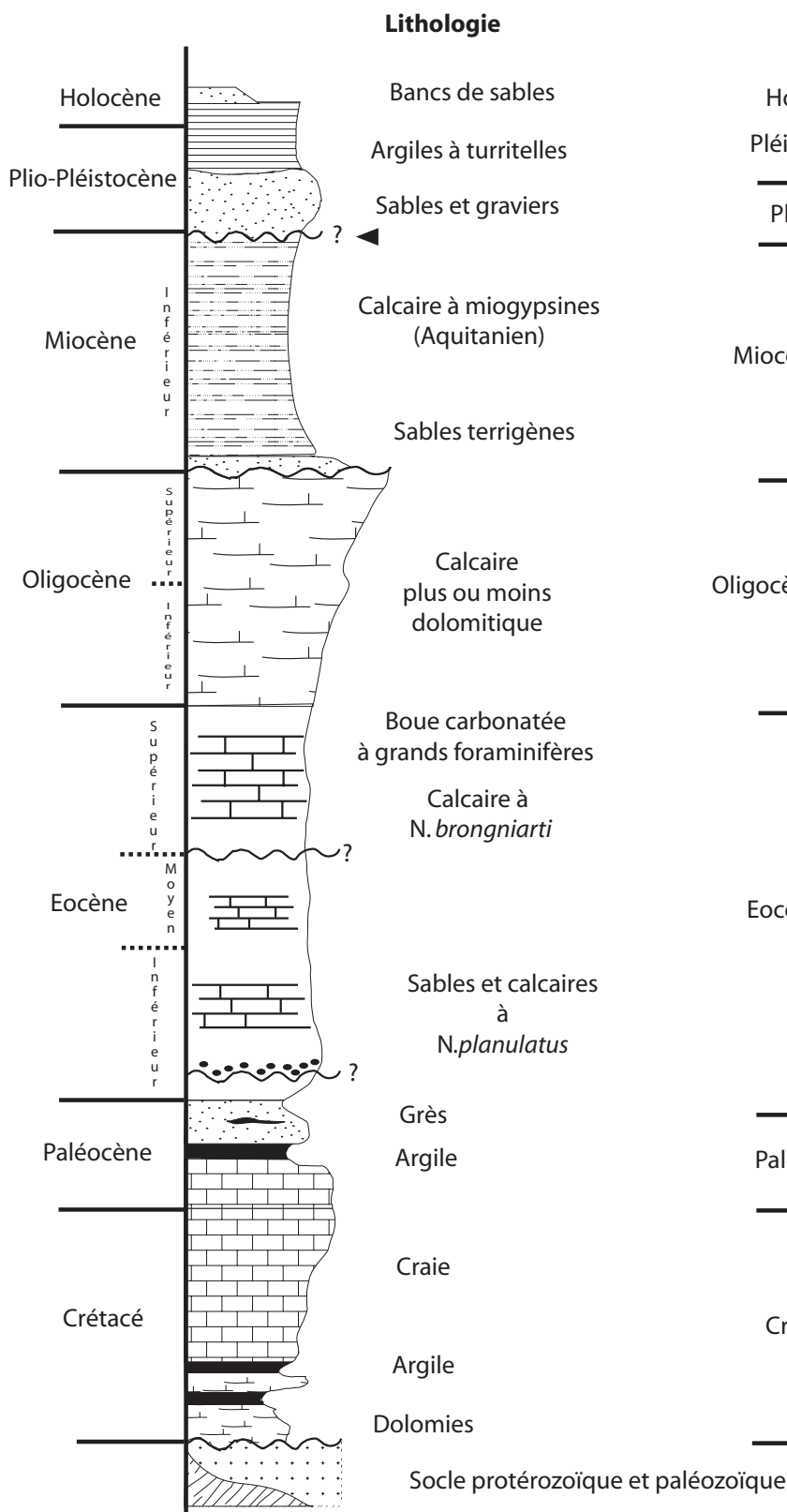
Les dépôts marins littoraux couvrent la période climatique **Boréal** à l'actuel (figure I.10). Les dépôts contemporains de la période climatique Boréal (8 900 BP-7 800 BP), sont caractérisés par une sédimentation argileuse riche en matière organique. Ils sont préservés dans le fond des baies actuelles (Morzadec, 1973, 1974 ; Guillaume-Bruno, 1972 ; Visset *et al.*, 1996). Les dépôts contemporains de la période climatique **Atlantique** (climat tempéré) (7 800 BP-5 700 BP) se caractérisent par des dépôts de sables fins et d'argiles, ils sont préservés dans les vallées « côtières ». La fin de la période Atlantique est marquée dans les plaines côtières (Baie du Mont St Michel, Golfe

MASSIF ARMORICAIN

CENOZOÏQUE				TERTIAIRE				PALEOGENE				CRETACE			
NEOGENE				PALEOGENE				CRETACE							
MIOCENE				EOCENE				SUPERIEUR							
PLIO-CENE				MOYEN				MAASTRICHTIEN							
L				INFERIEUR				CAMPANIEN							
U				SUP.				CAMPANIEN							
ZANCLEAN				BARTONIEN				CAMPANIEN							
MESSINIEN				LUTETIEN				CAMPANIEN							
TORTONIEN				YPRESIEN				CAMPANIEN							
SERRAVALIEN				THANETIEN				CAMPANIEN							
LANGHIEN				DANIEN				CAMPANIEN							
BURDIGALIEN				THANETIEN				CAMPANIEN							
AQUITANIEN				DANIEN				CAMPANIEN							
Rafraichissement jusqu'au début du Quaternaire				Tropicales ? (Chaudes et humides)				Craie							
Sub-tropicales humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Réchauffement au début du miocène inférieur				chaudes à saison sèche plus marquée				Craie							
Refroidissement accompagné d'une chute du niveau marin relatif à la fin de l'Oligocène				augmentation de l'aridité				Craie							
Tempérées à sub-tropicales				chaudes et humides				Craie							
diminutions des températures conditions plus arides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
refroidissement				chaudes et très humides				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes à saison sèche plus marquée				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
augmentation de l'aridité				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales à sub-tropicales				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
chaudes et très humides				Tropicales à sub-tropicales				Craie							
Tropicales ? (Chaudes et humides)				Tropicales											

Figure I.6 : Contexte climatique, tectonique et sédimentaire du Paléocène au Mio-Pliocène

**Coupe géologique simplifiée des formations
sédimentaires préservées en mer
sur la marge sud-armoricaine
(d'après puits Penma 1 ; Lucas, 1995 ; Thomas, 1999)**



**Coupe géologique simplifiée des formations
sédimentaires préservées à terre
sur le Massif Armoricain**

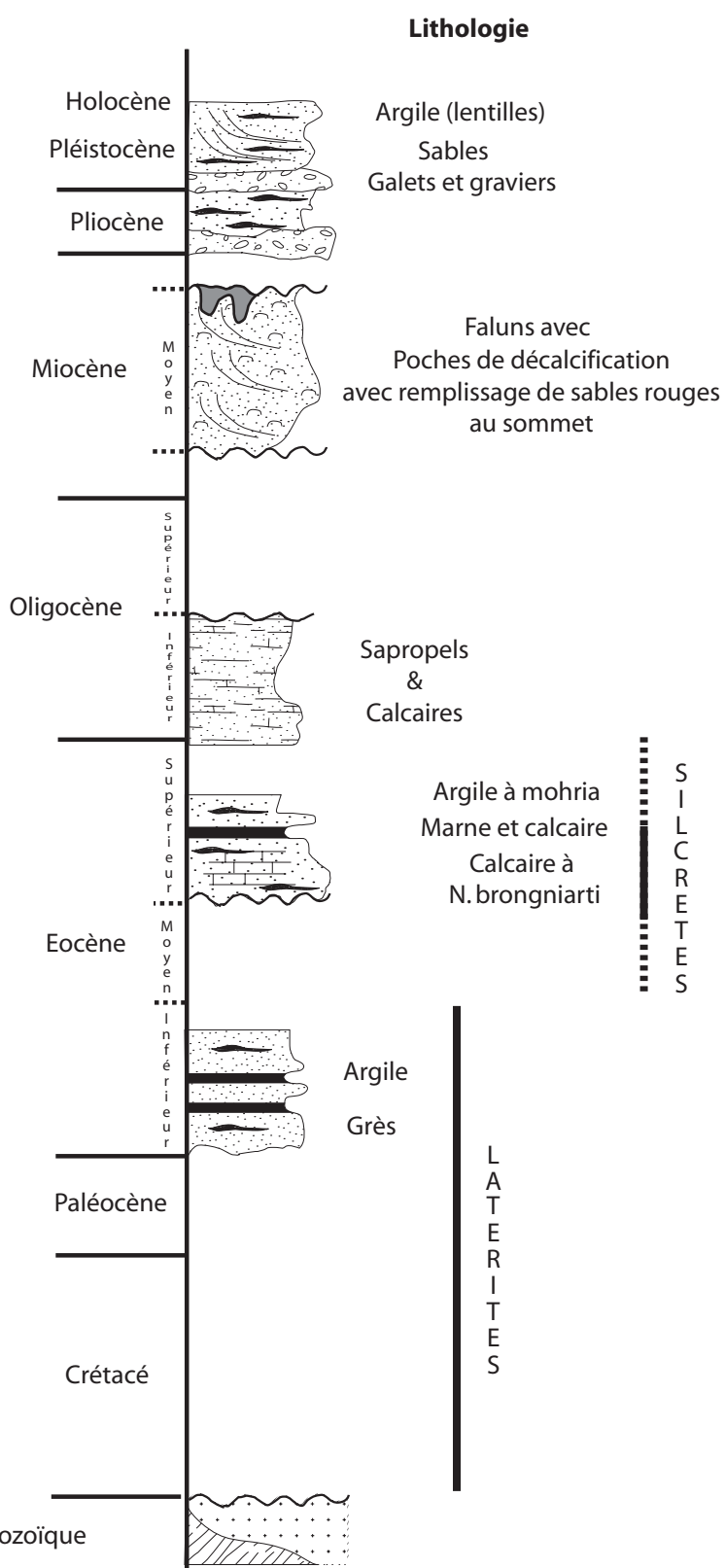


Figure I.7 : Coupes géologiques simplifiées illustrant les principaux faciès caractéristiques préservés sur la marge sud-armoricaine et sur le Massif Armoricain (Absence d'échelle verticale)

L'Oligocène

L'Oligocène inférieur (Rupélien ou Stampien), très peu représenté, est signalé à terre le long de l'accident Quessoy/Nort-sur-Erdre et dans le Bassin de Rennes (figures I.6 & I.7). Il est caractérisé par des faciès lacustres puis palustres surmontés par des dépôts marins (Ollivier-Pierre *et al.*, 1993 ; Guillocheau *et al.*, 2003). Il existe en mer, au sud-ouest de Belle-île (Banc Bertin ; Delanoë, 1988) sous la forme de marnes discordantes sur l'Eocène supérieur. Il est signalé sur le plateau armoricain par forage, (puits PENMA 1, Lucas, 1995 ; Thomas, 1999) sous forme de vases carbonatées (figures I.5 ; I.6 ; I.7).

L'Oligocène supérieur (Chattien) est connu exclusivement en bordure du plateau continental sud-armoricain au puits PENMA 1 (Lucas, 1995 ; Thomas, 1999), et en Baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1976) sous la forme de calcaires bioclastiques littoraux (figure I.5). En Baie de Concarneau ces calcaires bioclastiques sont préservés dans des « chenaux » au toit du bassin éocène déformé (Delanoë, 1988).

Le Miocène

Le Miocène inférieur (Burdigalien, Aquitanien, figures I.6 & I.7) est connu à terre uniquement au Nord de Rennes, dans un affleurement daté du Burdigalien (Alvinerie *et al.*, 1992 cité par Guillocheau *et al.*, 2003). Il est signalé en mer sur le plateau armoricain dans un forage, puits PENMA 1 (figure I.5 ; Lucas, 1995 ; Thomas, 1999) et par dragage (Andreieff *et al.*, 1968a), sous forme de dépôts datés de l'Aquitanien. Il s'agit de boues terrigènes plus ou moins carbonatées et de calcaires à Operculines comparables à ceux découverts à l'Ouest de Penmarc'h (île de Sein - Bouysse & Horn, 1968) et de sables carbonatés en Baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1976).

Le Miocène moyen (Langhien-Serravallien ou Helvétien) affleure à terre à l'Est de la faille de Quessoy/Nort-sur-Erdre reposant directement sur les formations du Rupélien (figure I.6 & I.7). Il est constitué de faluns et sables coquilliers de couleur jaunâtre (Durand, 1960a,b). Il est signalé en mer, sur le plateau sud-armoricain. Il s'agit de boues calcaro-argileuses (puits PENMA1 - Lucas, 1995 ; Thomas, 1999), de carbonates et de grès conglomératiques (Vanne, 1972 ; Klingebiel *et al.*, 1970 cité par Brault, 2002).

Le Mio-pliocène et le Pliocène

Les sédiments miocènes sont surmontés par des dépôts d'âge incertain, probablement Mio-pliocènes, composés de sables coquilliers (« faluns redonniens ») recouverts par des graviers, sables et argiles azoïques appelés « sables rouges » (Vasseur, 1881 et Dollfus, 1900 cités par Brault, 2002). Ces dépôts sont localisés à l'Est de la faille de Quessoy/Nort sur Erdre et au Sud du Cisaillement

sud-armoricain (figure I.6 & I.7). Le développement des faciès « sables rouges » et des faluns « redoniens » marque une rupture dans l'histoire géologique du Massif Armoricain avec la généralisation des systèmes terrigènes (Guillocheau *et al.*, 2003). L'âge et l'origine de ces dépôts font l'objet de nombreuses discussions (voir détails dans Brault, 2002 ; Néraudeau, 2003). Classiquement décrits comme un épisode de sédimentation marine (Milon 1929), ils ont été interprétés plus récemment en Bretagne centrale comme des dépôts fluviaux à estuariens (Guillocheau *et al.*, 1998 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 cité par Brault *et al.*, 2003).

Sur le Massif Armoricain, au Mio-pliocène, deux cycles transgressifs / régressif ont été identifiés : un cycle au Miocène supérieur (Bretagne centrale, Réguiny) et un cycle au Pliocène supérieur (Bassin de Rennes, Redon), posant la question d'une éventuelle lacune au Pliocène inférieur (Zancléen ; Guillocheau *et al.*, 2003).

En mer, des formations sédimentaires, épaisses d'environ 100 mètres, (Hommeril *et al.*, 1972 ; Hersey & Whittard, 1966 cité par Vanney, 1977) sont signalées au delà de l'isobathe 130 m sur le plateau sud-armoricain, en contact érosif sur le Miocène. Il s'agit principalement de sables grossiers et de graviers et plus localement de pélites et de blocs démesurés qui sont attribués soit au Pliocène soit au Pléistocène (Hommeril *et al.*, 1972).

Le Pléistocène

Les dépôts sédimentaires pléistocènes, en dehors des terrasses fluviales, sont extrêmement rares et difficiles à caractériser par rapport aux formations pliocènes. En effet, la distinction entre les dépôts pliocènes et ceux de la base du Pléistocène, de nature souvent détritique, est essentiellement basée sur des critères sédimentologiques (Morzadec, 1973, 1974), et non de véritables datations.

Les dépôts pléistocènes comprennent des sédiments estuariens et fluviaux, des cordons de galets littoraux ainsi que des formations périglaciaires (figures I.8 & I.9). Les premiers sont préservés dans le bassin du Cotentin (Pléistocène inférieur, Baize, 1998 ; Dugué *et al.*, 2000) et au Sud de l'embouchure de la Vilaine (Pléistocène moyen, Pénestin, Brault *et al.*, 2001). Les seconds souvent peu épais (1 m) et très discontinus affleurent principalement le long des côtes finistériennes à une altitude variant de 0 à 20 m (figure I.9). Ils correspondent à un ensemble sédimentaire appelé Normannien en Normandie et en Bretagne (Dangeard & Graindor, 1956 ; Guilcher, 1969 cité par Morzadec, 1973).

Age		Massif Armoricain	Marge sud-armoricaine	Manche
10 000 ans				
PLEISTOCENE	supérieur	?	Estuaire de la Loire - dépôts fluvio-marins (sondages) (Barbaroux <i>et al.</i> , 1980) Baie de Vilaine - arguments sismiques (Proust <i>et al.</i> , 2001)	?
	moyen	Embouchure de la Vilaine - dépôts fluvio-estuariens (Brault <i>et al.</i> , 2001)		Banc sableux des approches occidentales de la Manche (Berné <i>et al.</i> , 1998) (Reynaud <i>et al.</i> , 1999 a,b,c)
	inférieur	Cotentin (Baize, 1998) (les bassins Normands) Sables de la Lande de Millières Sables de St Vigor Marnes de St Nicolas Faluns du Bohon	?	Fosse centrale de la Manche - arguments sismiques (Lericolais, 1997)
2.600 000 ans				

Figure I.8 : Principales localisations des formations pléistocènes connues sur le Massif Armoricain, sur la marge sud-armoricaine et en Manche

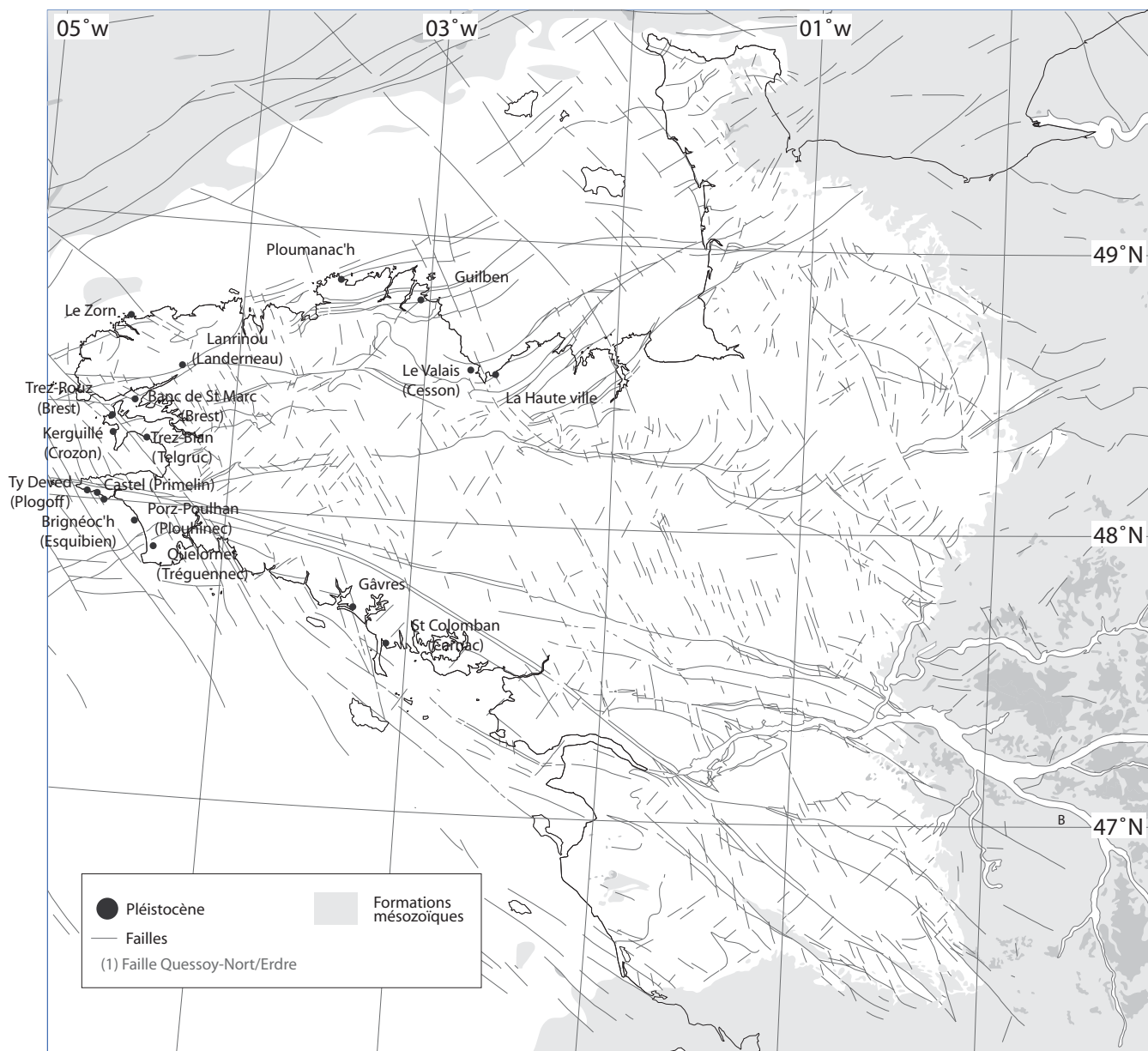


Figure I.9 : Principaux affleurements des cordons littoraux pléistocènes répertoriés sur le Massif Armoricain (modifié d'après Morzadec & Monnier, 1982 ; Morzadec, 1999)

du Morbihan, Estuaires de la Vilaine et de la Loire ; Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux *et al.*, 1974 ; Visset *et al.*, 1995).

Il est signalé d'autres dépôts tourbeux, daté du **Subboréal** (5 700 B.P-3 600 BP), dont certains sont contemporains des allées couvertes du Néolithique, et du **Subatlantique** (3 600 BP -actuel), interprétés comme des tendances régressives (Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux *et al.*, 1974 ; Visset *et al.*, 1995). Ces dépôts sont actuellement recouverts par les sédiments littoraux (sables ou tangues), puis de dunes côtières., parfois à des altitudes élevées, notamment sur la côte occidentale du Massif Armoricaïn, et localisées aujourd'hui en haut de plage (Morzadec, 1973).

Actuellement, les sédiments marins superficiels compris entre la côte et l'isobathe 50 m sont d'origine mixte, soit fluvio-marins ou soit strictement marins. Les faciès sédimentaires, caractérisés par des particules (bio)-détritiques siliceuses et carbonatées, présentent une gamme granulométrique très hétérogène. La bordure littorale sud-bretonne est caractérisée par de grandes vasières à l'abri des hauts fonds actuels (Iles de Glénan, Groix, Houat, Hoëdic) jouant leur rôle de protection vis-à-vis des houles du large (Ferronière, 1921 ; Boillot *et al.*, 1971 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). Ces hauts fonds permettent aussi le maintien des sédiments les plus fins, dans la partie centrale des baies de Concarneau, de Lorient, de Quiberon et de Vilaine (Boillot, 1971; Pinot, 1974), où l'épaisseur de sédiment est de l'ordre de 15 à 20 mètres pour la couverture holocène (Menier, 1999 ; Proust *et al.*, 2001). Le colmatage progressif des baies, des estuaires et des golfes (Petite mer de Gâvres, Golfe du Morbihan) encore actif, traduit la diminution de l'énergie hydrodynamique, dans ces zones abritées, comparées aux zones plus ouvertes où les courants tidaux prédominent. Localement, ce fort hydrodynamisme se traduit par une très faible, voire une absence de sédimentation, laissant apparaître de vastes étendues de socle (Plateau des Birvideaux, Plateau du Four, Plateau de la Recherche, passage de la Teignouse etc.) (figure I.1) (Ferronière, 1921, 1922 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Salomon et Lazure, 1988).

Périodes climatiques de Blytt et Sernander (année non précisée)	Zonation pollinique de Godwin (1940)	Civilisations préhistoriques	Dates en années B.P.	Glaciations
Subatlantique	Zone VIII	Gallo-romain	2000	Post-glaciaire
		Age du Fer		
Suboréal	Zone VIIb	Age du Bronze	3000	
		Néolithique	4000	
Atlantique	Zone VIIa	Epipaléolithique	5000	
			6000	
Boréal	Zone VI a, b, c Zone V		7000	
			8000	
Préboréal	Zone IV		9000	
			10 000	
Dryas récent	Zone III	Paléolithique supérieur	11 000	10 200
Alleröd	Zone II		Fin du Würm récent	
Dryas ancien	Zone I			
				12 000

Figure I.10 :Corrélations entre les zones polliniques et les civilisations préhistoriques en Armorique (Modifié d'après Morzadec, 1974)

C. EVOLUTION CLIMATIQUE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

Le climat du Massif Armoricain depuis la fin du Crétacé présente des périodes chaudes et humides évoluant progressivement vers des conditions plus froides surtout à partir de la fin du Pliocène. Durant le Tertiaire et le Quaternaire, les variations climatiques et eustatiques (figures I.11, I.12 & I.13) affectent l'évolution morphologique du relief armoricain. Elles entraînent de profondes modifications des environnements littoraux ainsi que de nombreuses perturbations au sein des écosystèmes.

Le Massif Armoricain subit durant tout le Paléogène de longues périodes de continentalisation en climat principalement tropical humide entraînant la formation de puissants profils d'altération caractérisant la surface éocène (figure I.14). Au Pléistocène, suite à l'installation des calottes glaciaires dans l'hémisphère Nord, les conditions climatiques sont marquées par des phases froides séparées de phases plus tempérées de courte durée et d'intensité variable (Lowe et Walker, 1997).

Le Massif Armoricain est alors sous contrôle périglaciaire. Au cours du Pléistocène cette région enregistre les variations eustatiques du niveau marin dont les amplitudes peuvent atteindre 100 mètres à plusieurs reprises (figures I.12 et I.13). Les vallées armoricaines seront donc à plusieurs fois durant le quaternaire en incision pendant les chutes ou en comblement pendant les remontées du niveau marin.

1. Le Tertiaire

1.1. Evolution générale du climat

Au début du Paléogène, le Massif Armoricain se situe à environ 35°N de latitude soit 10° au Sud de sa position actuelle (Vrielynch & Bouysse, 2001). Les conditions climatiques du type climat tropical à sub-tropical (chaudes et humides) entraînent une altération importante des roches à l'affleurement (Estéoule-Choux, 1967 ; Ollivier-Pierre & Estéoule-Choux., 1980 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1987). A l'Eocène, une couverture kaolinique (Estéoule-Choux, 1967) rend le sous-sol imperméable et ralentit fortement l'écoulement des eaux (figures I.6 & I.14). Les paysages continentaux sont alors dominés par de nombreux lacs et zones marécageuses. Les conditions climatiques commencent à être perturbées au début du Bartonien, marquées par des conditions plus arides, notamment avec la disparition du Palmier *Nypa* dans le Bassin de Campbon/Saffré et apparition de taxons plus tempérés dans le Bassin de Rennes (Ollivier-Pierre & Estéoule-Choux., 1980 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1987). Au début de l'Oligocène (Rupélien), les conditions climatiques se traduisent par une diminution des températures (figure I.6) entraînant la disparition de nombreux

taxons chauds de la flore sur le Massif Armoricaire. Ce changement climatique, enregistré à l'échelle mondiale (Gruas-Cavagnetto, 1977 cité par Ollivier-Pierre & Estéoule-Choux., 1980), et commencé au Priabonien (Eyles, 1995) correspond à la mise en place des premières calottes glaciaires sur le continent antarctique (Cavelier, 1976 cité par ; Ollivier-Pierre & Estéoule-Choux., 1980, Ollivier-Pierre *et al.*, 1987). Une tendance au réchauffement (climat sub-tropical humide) se marque ensuite durant tout le Miocène. Ces conditions climatiques évoluent à partir du Mio-pliocène vers des conditions climatiques plus froides, marquant l'avènement de la première grande glaciation nord-européenne (Lauriat-Rage *et al.*, 1993 cité par Brault, 2002).

1.2. Variations du niveau marin

Plusieurs chutes et remontées du niveau marin au cours du Tertiaire ont été mises en évidence sur le Massif Armoricaire (figure I.14).

A l'Eocène inférieur, deux pics de transgression sont enregistrés, l'un à l'Yprésien inférieur (dépôts de plaine côtière, Ollivier-Pierre *et al.*, 1980 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1985 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1987 ; Guillocheau *et al.*, 2003), l'autre à l'Yprésien supérieur (marin, Ollivier-Pierre, 1980 ; Guillocheau *et al.*, 2003).

Alors qu'au Bartonien seules les bordures actuelles du Massif Armoricaire sont ennoyées, on assiste du Priabonien au Rupélien à une transgression (le Priabonien et l'Oligocène inférieur correspondent à un seul cycle stratigraphique d'ordre 3) ennoyant tout le domaine central (actuelle dépression de Rennes) et une partie du domaine oriental (Guilliers, NO de Brest, Hallégouët *et al.*, 1976 cité par Guillocheau *et al.*, 2003)

A la fin du Rupélien, le niveau marin relatif chute très rapidement permettant le développement d'un nouveau régime lacustre (Thomas, 1999).

Au Miocène, on assiste à un ennoyage du domaine armoricaire (« mer des faluns »- dépression de Rennes), dont l'origine est à mettre en relation avec la grande transgression eustatique amorcée à l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène moyen (+140/150 m selon Haq *et al.*, 1987 cité par Guillocheau, 2003). Au Miocène supérieur, deux chutes du niveau marin sont signalées, dont les pics d'abaissement maximum sont datés du Tortonien et du Messinien, au cours desquels la chute a pu atteindre 50 mètres (Rouchy & Blanc-Vallenron, 1999).

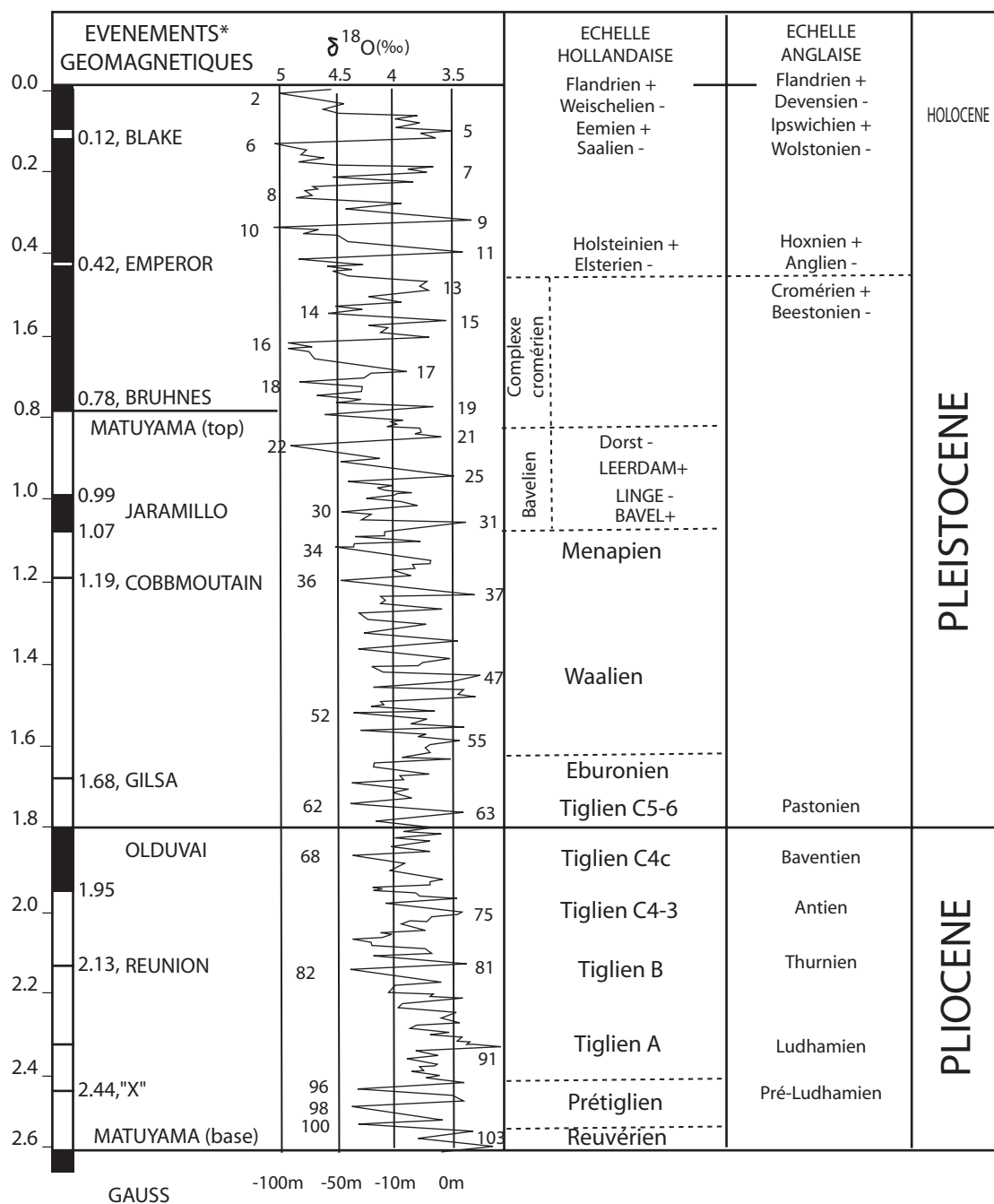
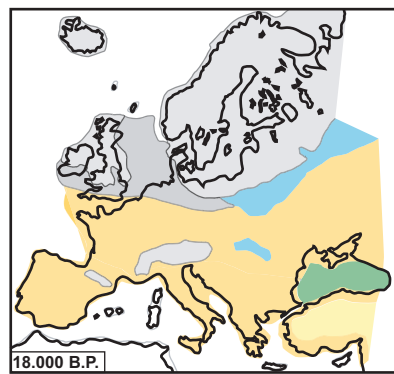
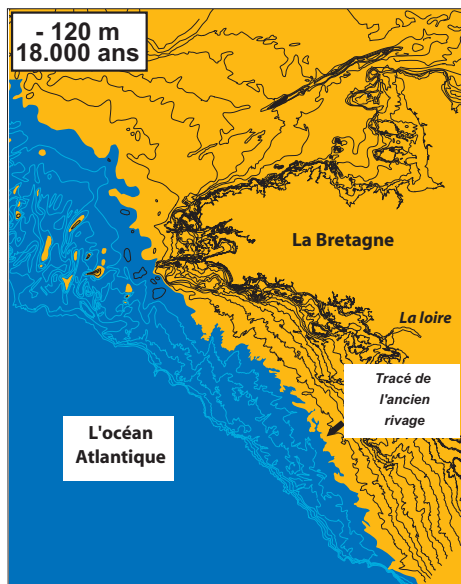
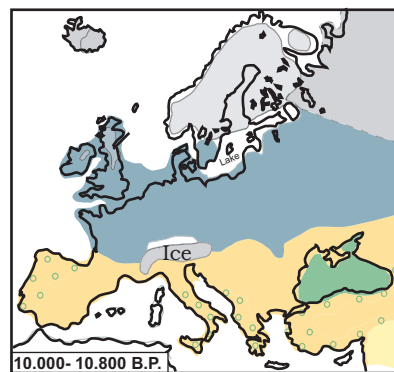
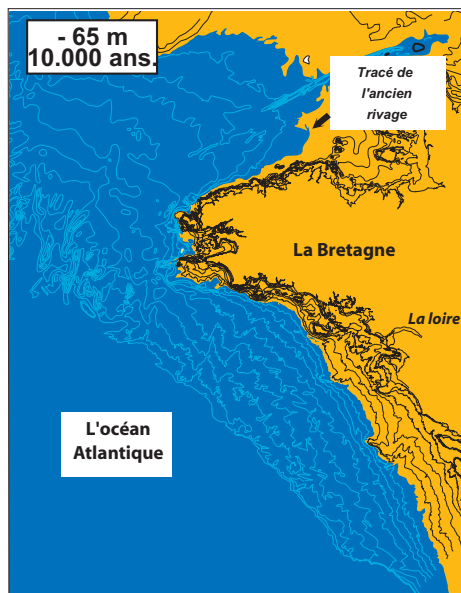
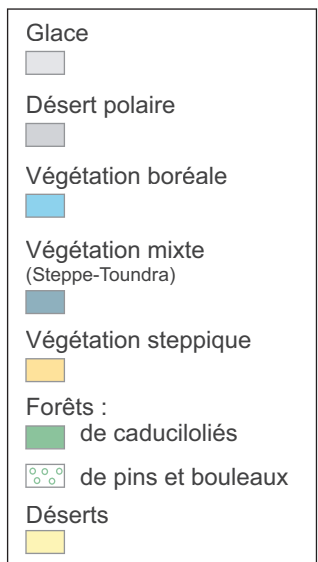


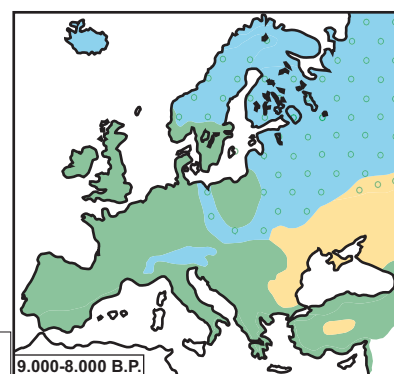
Figure I.11 : Chronostratigraphie du Nord de l'Europe et les variations globales du niveau de la mer d'après Shackleton *et al.*, (1991), Valet et Meyradier (1993), Funnell (1995) dans Lericolais, (1997)



Dernier Maximum Glaciaire. Cette période est très froide et sèche. La forêt et les régions boisées sont presque inexistantes, à l'exception d'une partie de l'Europe méridionale. Ces conditions ont été les mêmes durant la période comprise entre 22 000 et 13 000 ans.



Younger Dryas. Cette période froide et sèche entraîne la disparition de la couverture boisée de la période comprise entre 12 000 et 11 000 ans. Elle est remplacée par la steppe et la toundra. La fin soudaine du Younger Dryas au environ de 10 000 ans marque le commencement de l'interglaciaire holocène.

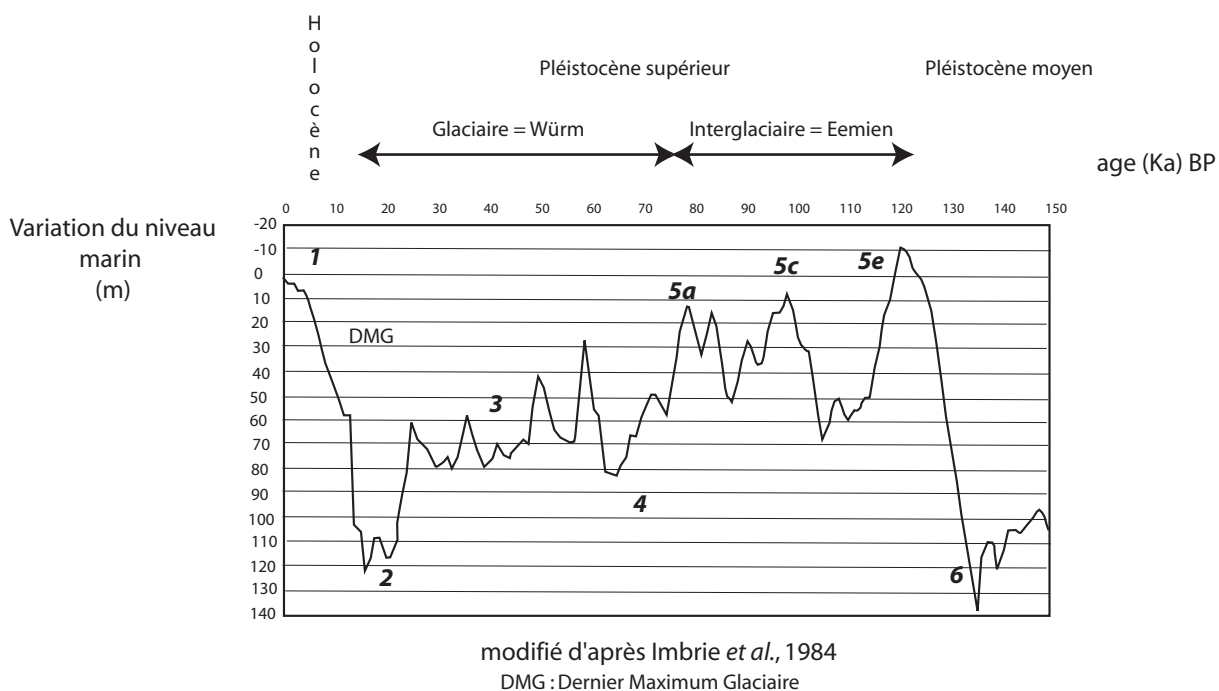


Holocène. La forêt de type caducifoliée recouvre à nouveau une grande partie de l'Europe. La surface forestière est plus importante qu'à l'heure actuelle avec le développement de clairières herbacées. Les conifères sont plus abondants vers 8000 ans qu'actuellement

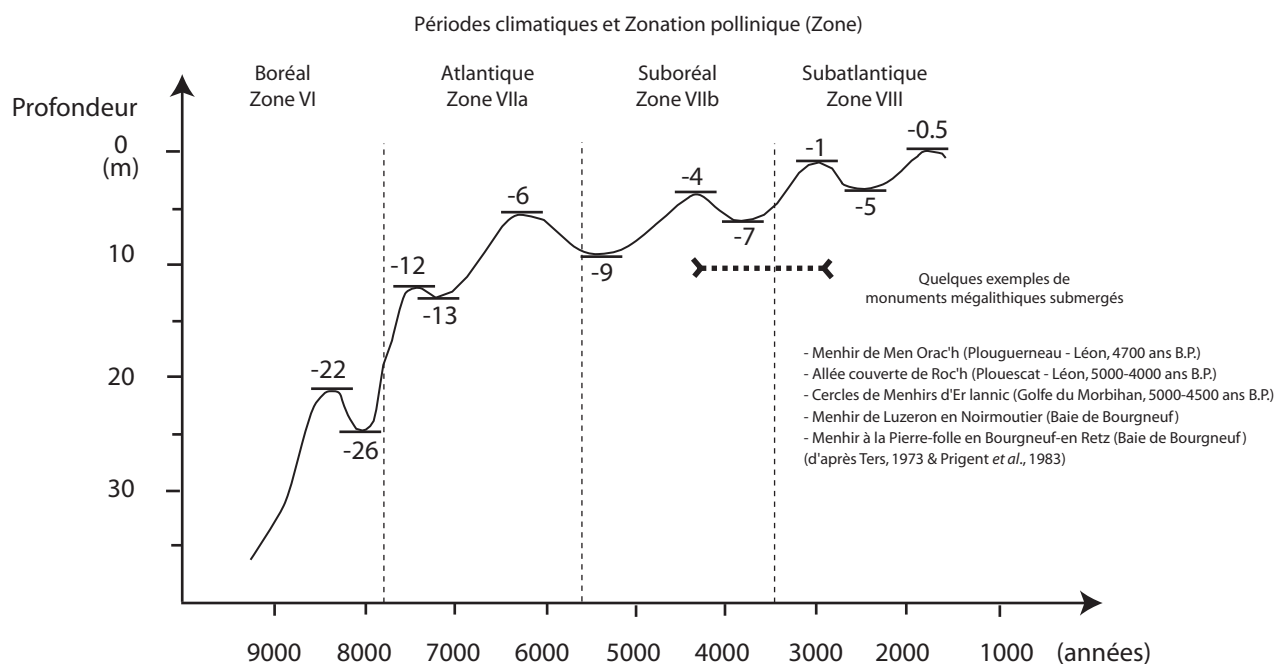
D'après Adams, 2000

<http://www.esd.ornl.gov/projects/qen/nercEUROPE.html>.

Figure I.12 : Variations de la ligne de rivage et reconstitution paléoenvironnementale de l'Europe de l'Ouest du Dernier Maximum Glaciaire au début de l'Holocène



A. Courbe de variation du niveau marin depuis le stade isotopique 6 à l'actuel



B. Courbes des variations apparentes du niveau de la mer en Bretagne depuis 10 000 ans (Modifié d'après Morzadec, 1974)

Figure I.13 : Oscillations eustatiques du dernier cycle glaciaire-interglaciaire

Les transgressions et régressions marines enregistrées au cours du tertiaire entraînent lors des périodes de bas niveau une incision du relief armoricain et au contraire sa fossilisation lors de la remontée.

2. Le Quaternaire

2.1 Evolution générale du climat

Les conditions climatiques au Quaternaire, pour l'hémisphère Nord, sont marquées par le développement de glaciers continentaux pendant les phases froides séparées de phases plus tempérées de durée et d'intensité variable (Lowe et Walker, 1997).

L'un des traits marquants du Quaternaire tient aussi aux hautes fréquences et fortes amplitudes des oscillations climatiques (figures I.11 & I.13). En effet, la mesure des isotopes stables de l'oxygène des tests des foraminifères benthiques (Shackleton & Opdyke, 1973 ; Shackleton, 1997) présents dans les sédiments fins océaniques aboutit à la mise en évidence de plus de 100 stades isotopiques. Ces courbes isotopiques assimilables à des courbes climatiques (Shackleton, 1997) illustrent la succession de cycles climatiques « stades glaciaires et interglaciaires » plio-pléistocène. Le Pléistocène inférieur est dominé par des cycles de 40 000 ans alors que le Pléistocène moyen et supérieur sont dominés par des cycles de 100 000 ans (figure I.11 ; Proust & Chanier, (soumis) ; El kibbi & Rial, 2001). Le premier grand refroidissement Néogène, contemporain de la base du Prétiglien, stade isotopique 104, (Hollande : Zagwijn, 1985 ; Atlantique Nord : Shackleton, 1984 ; Méditerranéen : Combourieu-Nebout, 1997) et associé à l'inversion géomagnétique de Gauss-Matuyama (figure I.10), correspond à un bas niveau marin estimé à -30/-40 m N.G.F (Funnel, 1995). Jusqu'au stade isotopique 22 (stade Bavélien), les plus bas niveaux marins ne seront jamais plus importants que -50 m alors que durant les périodes les plus froides du Quaternaire, comprises entre les stades 2 et 22, le niveau marin relatif atteint le niveau -100 m N.G.F (Chapell & Shackleton, 1986 ; Bard *et al.*, 1990 ; Funnel, 1995).

La plate-forme de la Manche et la marge sud-armoricaine émergées, sont alors parcourues par les prolongements avals des fleuves actuels et les côtes sont déplacées vers l'Atlantique, à plus de soixante-dix kilomètres pour les côtes sud-armoricaines (figure I.12).

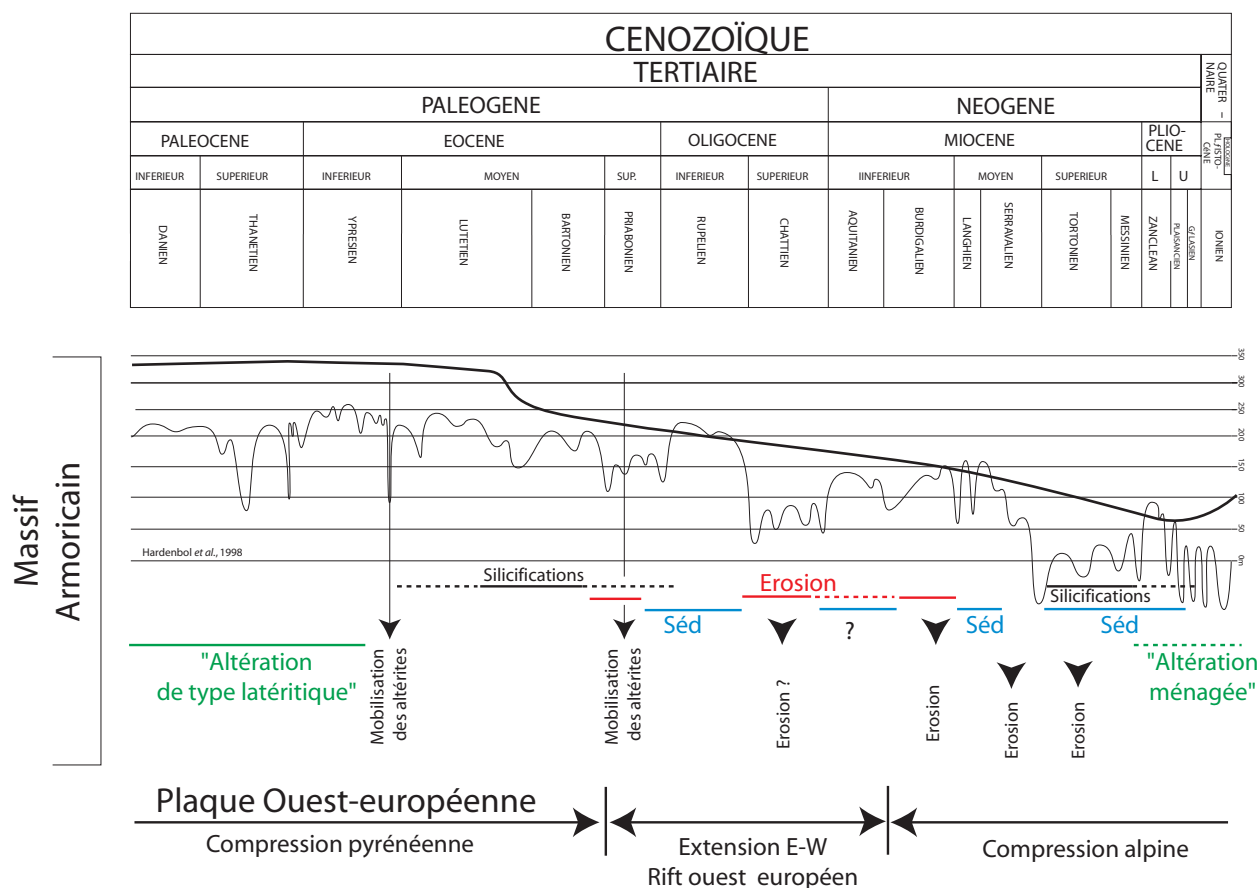


FIGURE I.14 : Evolution de l'altitude du Massif Armoricain depuis le Crétacé. Corrélations, à l'échelle régionale, avec son histoire tectono-sédimentaire et, à l'échelle européenne, avec l'histoire géodynamique de la plaque ouest-européenne (modifié d'après Thomas, non publié)

2.2. Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire

Il y a 120 000 ans, la Terre était dans une période interglaciaire appelée Eemien (figure I.13A). La quantité de glace sur les continents était plus faible et le niveau marin est 6 m plus haut qu'aujourd'hui (Shackleton, 1997). La mer remontait donc les vallées les plus basses des continents. La température des eaux côtières étaient plus élevées que de nos jours de 1°C à 2°C et les continents bénéficiaient de plus de chaleur et d'humidité. La chênaie recouvrait une grande partie de l'Europe. Les températures hivernales et estivales étaient plus hautes d'environ 2°C. La fin de l'Eémien est marquée par une sévère détérioration des conditions climatiques aux moyennes et hautes latitudes. La glaciation s'installe alors vers 110 000 ans BP et le niveau marin chute d'environ 60 mètres (figure I.12). Après cette poussée glaciaire, les périodes chaudes n'ont jamais atteint le caractère interglaciaire de l'Eemien ou de l'Holocène (Berger, 1992). Des périodes froides ont été particulièrement bien marquées vers 70 000 ans (stade 4, figure I.12) entraînant la disparition des arbres des paysages européens, alors dominées par la steppe (Adams, 2000). Ce stade 4 de -70 000 à -60 000 ans est marqué par une oscillation du niveau marin entre -50 et -80 m. De -50 000 à -25 000 ans (Stade 3), on assiste à un niveau compris entre -60 et -80 m. La période froide a culminé vers 20 000 ans, caractérisée par une température de l'air plus basse de 4°C à 6°C qu'aujourd'hui et un niveau marin estimé à -120 m en dessous du niveau actuel (Chapell & Shackleton, 1986 ; Bard *et al.*, 1990 ; Funnel, 1995).

2.3. Le cas du dernier cycle glaciaire de 22 000 ans à l'actuel

Classiquement, la dernière période glaciaire (22 000 ans BP) est présentée comme une période sèche et de froid intense, avec le développement de gigantesques calottes de glace sur l'Europe septentrionale (glaciers finno-scandien et anglo-saxon). Des déserts polaires et une végétation de type steppe et toundra couvrent la grande majorité de l'Europe. Les conditions climatiques sont alors comparables avec celles rencontrées aujourd'hui sur la côte nord de Sibérie avec 10-11 °C l'été et -20/-25 °C l'hiver (figure I.12). Des coins de glace fossiles suggèrent qu'un permafrost est étendu sur la grande majorité de l'Europe (Adams, 2000 ; figure I.12).

Le retrait des glaces en Europe débute dès 22 000 ans BP (Lambeck, 1995) et se poursuit pendant toute la durée du stade isotopique 2. La remontée glacio-eustatique du niveau marin s'effectue avec des vitesses de remontée comprises entre 1.5 cm (Williams, 1988 ; Lambeck, 1991 cités par Lericolais, 1997) à 1.8 cm par an (Carter, 1992 cité par Lericolais, 1997). Dès 13 000 ans BP, les conditions climatiques en Europe sont plus chaudes et plus humides, et vers 12 000 ans BP, la végétation (steppe et toundra) est remplacée par des forêts clairsemées, dominées par les bouleaux et

les pins, à l'exception du Nord de l'Europe où la végétation steppique est encore prédominante (Adams, 2000). Un événement froid, le Younger Dryas ou Dryas récent (10 800-10 000 ans B.P), d'une durée d'environ 800 ans (Grousset, 2001 ; figure I.12), interrompt brutalement cette période, la déglaciation marque une pause, la transgression est freinée et de nouvelles conditions plus arides entraînent à nouveau l'installation d'une végétation de type steppe / toundra (Adams, 2000). Au Dryas récent, le long du littoral atlantique français, le niveau marin est estimé à -60 m N.G.F en face de l'estuaire de la Gironde et à -55 mètres N.G.F. en Manche septentrionale (Ters, 1973). A la fin de cet événement froid, le réchauffement reprend pour s'achever vers 7 000 ans BP. Les paysages continentaux, dominés par des forêts aux essences de type caducifolié, recolonisent alors l'ensemble de l'Europe. La remontée sur le littoral atlantique français aurait été rapide, de l'ordre de 25 m au total pour la période comprise entre 9 700 et 8 200 ans (Préboréal) et de l'ordre de 15 mètres entre 8 200 et 7 900 ans (Boréal), soit environ 5 m mètres par siècle (figure I.13B ; Ters, 1973).

A la fin du Boréal, le niveau marin sur le littoral atlantique français est estimé à -25 m (+/- 5 m) (Ters, 1973). Ce résultat s'accorde relativement bien avec la courbe de remontée du niveau marin proposé par Fairbanks (1989) et obtenue à partir des récifs coralliens de la Barbade. Cette courbe représente une vision progressive et régulière de la transgression holocène, alors qu'elle semble s'effectuer de façon très irrégulière en Bretagne (figure I.13B). Selon Ters (1973) et Morzadec (1973, 1974), la transgression est marquée par plusieurs cycles de remontée et de chute du niveau marin, comportant sept maxima principaux depuis 8200 ans (figure I.13B) avec une périodicité de l'ordre du millénaire.

Durant la période Atlantique (7 800 BP-5 700 BP), on enregistre une accélération rapide de la remontée du niveau marin de l'ordre de 16 m en 2 000 ans. Les vallées sont alors progressivement comblées par des dépôts de sables fins et d'argiles d'estuaire sous climat atlantique tempéré. Durant cette période, le climat est passé par une phase plus chaude, souvent qualifiée d'optimum climatique (7 000 à 5 000 ans BP). Cette période a permis l'extension des forêts plus au Nord de l'Europe. A la fin de l'Atlantique, le niveau des hautes mers équivaut au niveau des basses mers actuelles. De la fin de l'Atlantique, au Subboréal (5 700 B.P-3 600 BP), la transgression est ralentie et trois périodes à tendances régressives sont mises en évidence (Morzadec, 1973, 1974 ; Barbaroux *et al.*, 1974 ; Visset *et al.*, 1995).

La remontée du niveau marin reprend à nouveau au cours du Subatlantique (figure I.13B), période durant laquelle se mettent en place la plupart des dunes littorales armoricaines (Morzadec, 1973). Cette dernière remontée entraîne la formation de lagunes isolées du domaine marin franc (Thoraval, 2003).

D. HISTOIRE TECTONIQUE DU MASSIF ARMORICAIN AU CENOZOÏQUE

L'histoire tectonique du Massif Armoricaire au Tertiaire et Quaternaire s'intègre dans l'évolution géodynamique du domaine intra-plaque Ouest-Européen. Le Massif Armoricaire est généralement considéré comme stable durant tout le Néogène (Ziegler, 1987), cependant des études plus récentes ont mis en évidence plusieurs indices de déformation dans la couverture paléogène et néogène.

La synthèse suivante repose sur les travaux de thèse et articles récents (Wyns, 1991 ; Bonnet, 1998 ; Thomas, 1999 ; Proust *et al.*, 2001 ; Brault, 2002 ; Guillocheau *et al.*, 2003 ; Brault *et al.*, 2003).

1. Indices tectoniques dans les sédiments tertiaires

Au Paléogène, le Massif Armoricaire enregistre un soulèvement accompagné d'une émergence entraînant l'érosion des sédiments antérieurs (jurassiques et crétacés), conséquence d'une déformation de grande longueur d'onde (de l'ordre de 500 km) et de faible amplitude (quelques 10^{aine} de mètres) en réponse à la compression N-S due à la convergence Afrique/Eurasie (flambage lithosphérique dit « pyrénéen » ; - 60 à - 40 Ma ; Wyns, 1991 ; Thomas, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 2000 ; 2003). L'altitude du Massif Armoricaire au Paléocène est estimée à au moins 340 mètres au dessus du zéro actuel (Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Cette estimation est obtenue en comparant l'altitude d'une surface, sur laquelle repose un dépôt marin daté, avec le niveau marin donné par la charte eustatique pour cette date (Hardenbold *et al.*, 1998). Il a alors été possible de construire une courbe de variation de l'altitude de la surface continentale du Massif Armoricaire depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'actuel (figure I.14).

A l'Eocène, les premiers indices de déformation sont connus dès l'Yprésien (figure I.6) dans les bassins de Challans-Noirmoutiers (Borne, 1986) et de Maupas-Les essarts (Chevalier, 1987, 1988). Borne (1986) y interprète les apports détritiques comme les témoins d'une tectonique syn-sédimentaire provoquée par le rajeunissement des reliefs bordés par des failles de directions N100-120. Chevalier (1987, 1988) interprète également les variations d'épaisseur de sédiments yprésiens dans cette zone et leurs variations latérales de faciès comme le résultat de déformations syn-sédimentaires. Cependant, selon Thomas (1999), il n'est pas nécessaire dans ces deux cas de faire intervenir des mouvements le long d'accidents structuraux pour expliquer ces variations. En effet, les sédiments yprésiens occupent plusieurs chenaux, dans lequel les variations latérales de faciès expliquent à elles seules la répartition des dépôts sans contrôle tectonique apparent. En fait, il semble

possible qu'à la fin de l'Yprésien (Cuisien), ou peut-être au début du Lutétien, le soulèvement des collines vendéennes à proximité de Noirmoutier en relation avec l'orogénèse pyrénéenne explique la disparition du fleuve "Yprésie" dont le débouché se situait vraisemblablement aux environs de Noirmoutier (Godard *et al.*, 1994 ; Brault, 2002).

Les indices de déformation à l'Eocène moyen (Bartonien) sont enregistrés principalement sur le plateau sud-armoricain (Lucas, 1995 ; Thomas, 1999) et en Baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1976 ; Loget, 2001). La déformation est localisée le long d'accidents tectoniques d'âge hercynien et post hercynien (Carrof *et al.*, 1995) ayant joué en décrochement dextre. D'après Brault (2002), le soulèvement généralisé, envisagé depuis la fin du Crétacé s'inverse au Bartonien (figure I.14). Les zones subsidentes sont localisées dans les bassins des Essarts et de Saffré pour le Bartonien, dans les bassins de Quessoy/Nort-sur-Erdre et de Ceaucé pour le Priabonien (Thomas, 1999). Les formations priaboniennes ne présentent pas d'indices de déformations tectoniques probants. L'effondrement du Massif Armoricaire, amorcé à l'Eocène moyen, continue à l'Eocène supérieur (figure I.14) tout en restant émergé (Brault, 2002).

A l'Oligocène inférieur, les formations rupéliennes ne présentent pas d'indices de déformations tectoniques significatifs (Thomas, 1999). L'altitude du Massif Armoricaire, à la fin du Rupélien est suffisamment basse pour permettre l'envoyage de la région centrale toujours subsidente (Régions de Quessoy & bassin de Rennes ; Durand, 1962 ; Thomas, 1999 ; Brault, 2002). Globalement, l'Oligocène est considéré d'un point de vue tectonique comme une période relativement calme.

Au Miocène inférieur aucun indice de déformation tectonique pour les formations à terre n'a été observé (Thomas, 1999). En revanche, sur le plateau sud-armoricain, le basculement vers le large de la séquence Langhien-Serravalien (Miocène moyen) a été interprété comme la preuve d'une déformation de moyenne longueur d'onde au début du Miocène supérieur (Lucas, 1995). L'altitude du Massif Armoricaire à la fin du Miocène moyen est de l'ordre de 150 mètres (figure I.14) (Thomas, 1999).

Récemment, les études ayant porté sur les sables mio-pliocènes ou « sables rouges » (constituant le stock de granulats meubles le plus volumineux du Massif Armoricaire ; Brault, 2002) ont mis en évidence l'existence d'une tectonique active durant cette période (Affleurements : Hénanbihien, Chanteloup, Meslay-du-Maine et Mernel, Brault, 2002). La tectonique au Pliocène se manifeste par des plis d'axe N100 affectant les sables, observés à Meslay-du-Maine (Brault, 2002). Ces plis sont alors tronqués au sommet et scellés par de nouveaux sédiments mio-pliocènes (Brault, 2002). Il n'est cependant pas possible de caractériser l'état de champ de contraintes ayant engendré

ces déformations. Selon cet auteur, les résultats obtenus suggéraient un mode de déformation en compression. Le Massif Armoricaire semble donc en compression au moins depuis le milieu du Pliocène avec des périodes de surrection postérieurement à 3.3 Ma. Selon Brault (2002) et à titre d'hypothèse, dans ce contexte *a priori* compressif, l'initiation du flambage lithosphérique pléistocène proposé par Bonnet (1998) pourrait dater du Pliocène. Le Massif Armoricaire a atteint à la fin du Pliocène l'altitude la plus basse de tout le Tertiaire. Elle est estimée à 60 m par rapport au niveau marin actuel (Brault, 2002). Sur la marge sud-armoricaine, le Pliocène est affecté par de nombreuses structures de glissements, de décollements, voire de ravinements, dont les causes ne sont pas clairement établies (Vanney, 1977). Il pourrait s'agir de mouvements plio-quaternaires ayant affecté les dépôts néogènes (Boucart, 1947, Vanney, 1977 ; Bouysse & Horn, 1972) et correspondre au basculement vers le Sud de l'ensemble du plateau continental sud-armoricain suggéré par Lucas (1995) ; Bonnet, (1998); Proust *et al.* (2001).

2. Indices tectoniques dans les sédiments quaternaires

Les déformations d'âge pléistocène moyen à supérieur semblent se traduire par la capture de rivières (la Loire passait probablement par les marais de Brière, puis entre Quiberon et Belle-île) et par la réactivation de failles de socle (Vanney, 1977 ; Brault *et al.*, 2001 ; Guillocheau *et al.*, 2003). L'étude menée sur les sédiments pléistocènes de Pénestin a permis de montrer qu'une partie de ces sables correspond à un réseau de paléovallées aujourd'hui démantelé. Les rivières au Quaternaire ont été très mobiles, leurs tracés restent dans l'état actuel de nos connaissances difficiles à approcher, d'autant qu'ils sont affectés d'une tectonique syn- à post-dépôt. Depuis la fin du Pliocène, le Massif Armoricaire remonte pour atteindre son altitude actuelle, à mesure qu'il est entaillé par les principales rivières actuelles (Bonnet, 1998 ; Thomas, 1999 ; Proust, 2000 – Projet PRIR ; Brault, 2002) (figures I.7 ; I.13).

L'évolution géodynamique du Massif Armoricaire (Figure I.14) depuis le début du Tertiaire peut se résumer en quatre étapes (Thomas, 1999 ; Brault, 2002) :

- de la fin du Crétacé au Bartonien, le Massif Armoricaire est sous influence d'une antiforme lithosphérique de grande longueur d'onde provoquant sa surrection (Brault, 2002). Cette tendance s'inverse au Bartonien. Durant toute cette période, de puissants profils d'altération (latérisation) sous climat tropical humide se développent sur le bâti armoricaire au relief peu prononcé.

- du Bartonien à l'Oligocène inférieur (Rupélien), le Massif Armoricaïn subside. De nombreuses silicifications se développent dans les secteurs restés émergés. Une bonne partie du Massif Armoricaïn est immergée.
- de l'Oligocène supérieur (Chattien), au Mio-pliocène, plusieurs transgressions successives affectent les parties les plus basses du Massif Armoricaïn avec le dépôt des faluns au Miocène moyen. Au Pliocène, l'altitude du bâti armoricaïn n'a jamais été aussi basse. Les systèmes fluviaux parcourent les zones émergées et sont envahies par la mer pendant deux périodes d'inondation maximale.
- au Pléistocène, le Massif Armoricaïn remonte et de nouvelles vallées s'individualisent, parfois indépendamment des réseaux antérieurs sous régime périglaciaire.

CHAPITRE II

DONNEES ET METHODES

Ce chapitre est à la fois (1) un rappel des principales missions de sismique réflexion et de carottage qui se sont déroulées avant le début de cette étude en 1998 et (2) une présentation des campagnes organisées et traitées dans le cadre de cette thèse. Dans le cas de notre étude, nous présenterons brièvement les outils d'acquisition, les types d'enregistrement ainsi que la méthode d'interprétation et d'analyse appliquée aux nouvelles données.

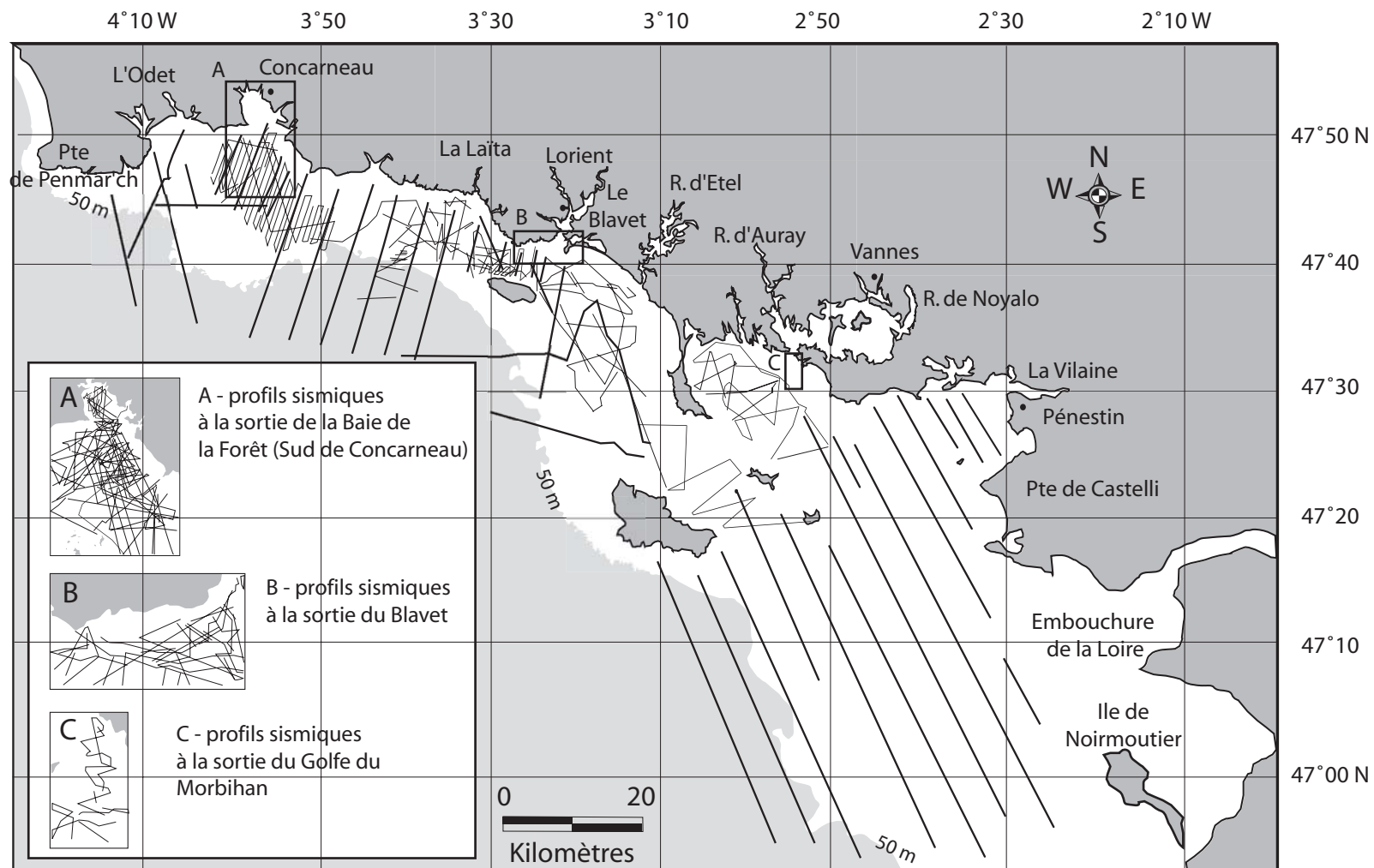
A. PRESENTATION DES CAMPAGNES OCEANOGRAPHIQUES

1. Les campagnes sismiques et de sondages antérieures à cette étude

Les principales campagnes océanographiques, dédiées à la sismique haute résolution ou bien aux carottages, se sont déroulées de 1965 à 1983. Elles sont répertoriées dans les tableaux II.1 et II.2. Le plan de localisation des lignes sismiques est présenté dans la figure II.1.

1.1. Les campagnes sismiques

L'objectif principal des missions côtières anciennes était d'établir le cadre géologique et structural du socle ancien et des formations post-paléozoïques de la marge sud-armoricaine. Ces nouvelles connaissances complétaient l'ensemble des travaux menés à terre depuis plus d'un siècle. En effet ces données, non seulement précisent les contacts et l'extension des formations géologiques (Andreieff *et al.*, 1968a-b ; Delanoë *et al.*, 1972, 1975 ; Delanoë & Pinot, 1977 ; Bouysse & Horn, 1968 ; Bouysse & Le Calvez, 1967 ; Lefort, 1975 ; Vanney, 1977), mais permettent aussi les premières reconstitutions de réseaux hydrographiques fossiles préservés entre la côte et l'isobathe 50 mètres (Horn *et al.*, 1966 ; Bouysse & Horn, 1968, 1971 ; Pinot, 1974 ; Delanoë *et al.*, 1972, 1975 ; Delanoë & Pinot, 1977 ; Delanoë, 1988). Ce fut l'occasion de quantifier les épaisseurs et la géométrie des formations mésozoïques et cénozoïques déposées au toit du socle (figure II.1).



／ D'après Horn *et al.*, 1966 ; Bouysse *et al.*, 1968 ; Bouysse et Horn, 1968 ; 1971.

／ D'après Delanoë *et al.*, 1972, 1975 ; Delanoë et Pinot, 1977 ; Delanoë, 1988.

Figure II.1 : Plan des campagnes sismiques antérieures réalisées entre la pointe de Penmarc'h et l'embouchure de la Loire jusqu'à l'isobathe 50 mètres

Organismes et « Navires »	Année	Localisation	Appareillages	km	Références
BRGM « Beluga »	1966 à 1967	De la pointe de Penmarc'h à Noirmoutier	Sparker et Boomer (edgerton – 1000 joules)	4 000	Horn <i>et al.</i> , 1966 Bouysse <i>et al.</i> , 1968 Bouysse & Horn, 1968 Bouysse & Horn, 1971
I.F.P	1966 à 1968	Plateau du Four Estuaire de la Loire	Sparker	*	Robert, 1969
CNRS « Gwarlan » « Armorique »	1972 1974	Baie de Concarneau	Sparker (72 joules)	400	Delanoë <i>et al.</i> , 1975 Delanoë & Pinot, 1977
CNRS « Job-Ah- Zelian » « Armorique »	1970	Baie de Quiberon Baie de Lorient	Sparker (50 joules)	*	Delanoë <i>et al.</i> , 1972
CNRS « Armorique »	1983	Baie de Concarneau	Sparker (50 joules)	*	Delanoë, 1988

Tableau II.1 : Récapitulatif des principales campagnes sismiques antérieures réalisées en sud Bretagne et dont les résultats sont utilisés dans cette étude. (*) Absence d'information

1.2. Les campagnes de sondages

Des campagnes de sondages ont été menées soit parallèlement, soit indépendamment des campagnes sismiques. Les objectifs étaient théoriques et/ou économiques. En effet, il s'agissait d'une part de préciser l'âge des formations du socle et de la couverture post paléozoïque et d'autre part de localiser les zones pouvant contenir des placers sous marins à cassitérite, des bancs à Maërl, etc (figure II.2).

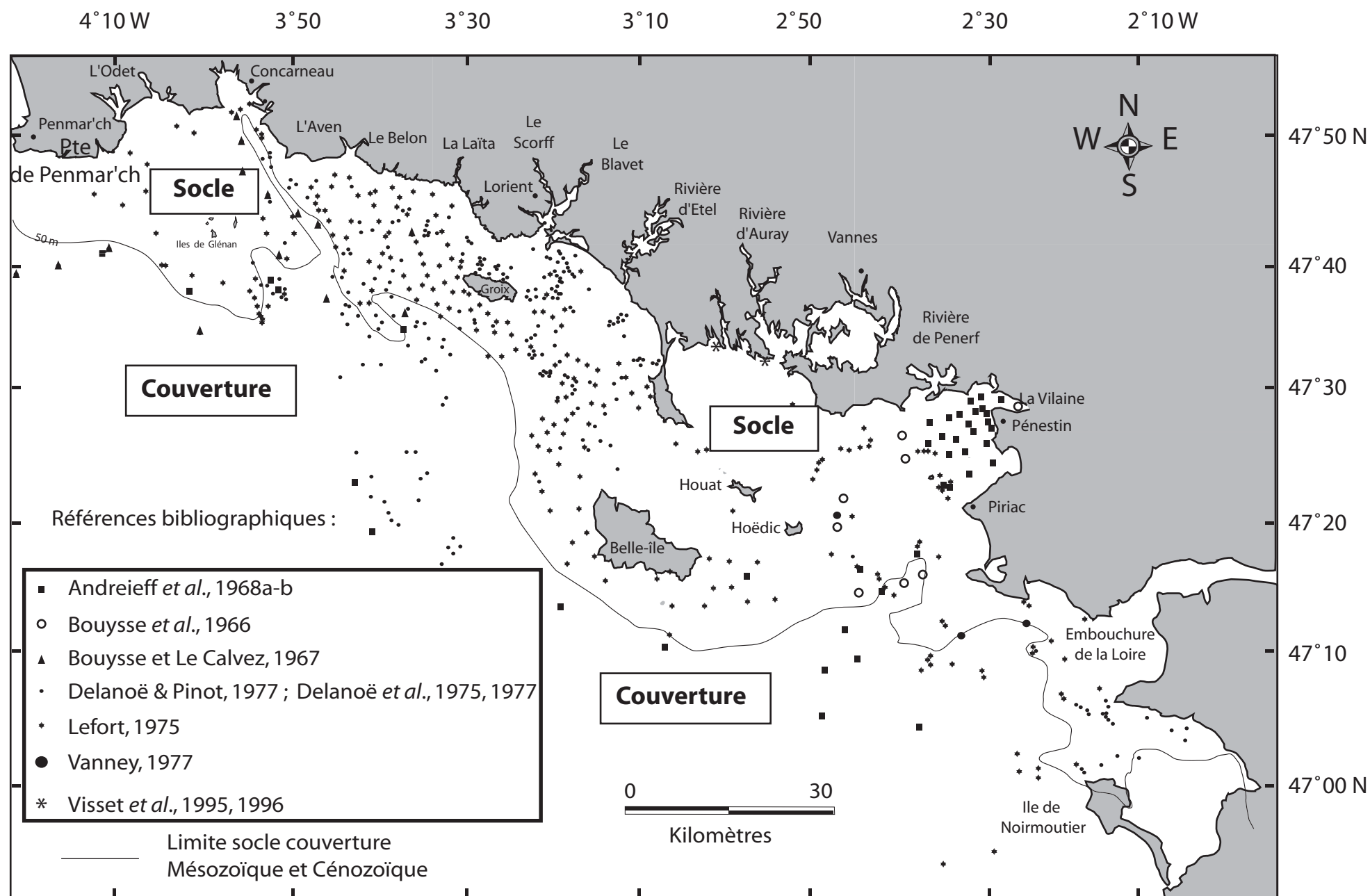


Figure II.2 : Plan de position des sondages réalisés entre les îles de Glénan et l'île de Noirmoutier

Organismes « Navires »	Année	Localisation	Type de sondage (et nombre)	Références
CNRS « Kornog »	1962	Baie de Vilaine	Kullenberg	Vanney & Guilcher, 1962 Bouysse & Vanney, 1965
BRGM « Beluga »	1963 1964	Baie de Vilaine et ses abords	Kullenberg Dragage (400) Carottage (49)	Bouysse et Vanney, 1966 Bouysse <i>et al.</i> , 1966
BRGM « Beluga »	1965 à 1967	De la Pointe de Penmarc'h à l'embouchure de la Loire	Carottages (30)	Andreieff <i>et al.</i> , 1968
BRGM « Beluga »	1965	De la pointe de Penmarc'h à Groix	Kullenberg (14) Dragage (248) Vibrocarrotier	Bouysse & Le Calvez, 1967
CNEXO « Job-Ha- Zelian »	1969	Plateau du Four (Loire Atlantique)	Vibrocarrotier	Barbaroux <i>et al.</i> , 1971
BRGM « Centaure » (société ARMOR)	1970	Baie de Vilaine	Vibrocarrotier Carottage (5)	Bouysse <i>et al.</i> , 1974
CNEXO « Gwarlan » « Armorique » « Noroît »	1972 1974	Baie de Concarneau	Carottier Steton-Hill Pénétrateur de vase	Delanoë <i>et al.</i> , 1975 Delanoë et Pinot, 1977
CNEXO	1973 à 1974	Iles de Glénan à Noirmoutier	Carottier à roches (Steton-Hill)	Lefort, 1975 Audren et Lefort, 1977

Tableau II.2 : Récapitulatif des principales campagnes de sondage réalisées en sud Bretagne et dont les résultats sont utilisés dans cette étude.

2. Les campagnes sismiques organisées pour cette étude

Cette thèse repose principalement sur l'exploitation des données sismiques THR acquises au cours de plusieurs campagnes à la mer organisées dans le cadre du PRIR COTARMOR. Ces données sismiques ont été acquises avec une source SPARKER et une source BOOMER. Les campagnes réalisées avec une source SPARKER ont commencé en juin 1998 avec la campagne GEOVIL (Proust *et al.*, 2001). Elles se sont poursuivies avec la campagne GEODET en juin 2000 et puis GEOBLAVET en septembre 2001. Ces campagnes SPARKER ont été complétées par deux missions avec une source BOOMER, la mission BINGOLAINE en juillet 2000 à l'entrée de la Vilaine (Menier *et al.*, 2001) et la mission GEOGOLFE en juin 2002 dans le golfe du Morbihan (figure II.3).

Missions et « Navires »	Année	Organismes	Localisations	km	Matériel
GEOVIL « Thalia »	Juin 1998	CNRS/INSU	Baie de Vilaine	900	Sparker SIG 1580
GEODET « Thalia »	Juin 2000	CNRS/INSU	Baie de Concarneau	1000	Sparker SIG 1580
BINGOLAINE « Sepiola »	Juillet 2000	U.B.S. ⁽¹⁾ I.A.V. ⁽²⁾ Univ Caen	Entrée de la Vilaine	80	Boomer « SEISTEC IKB »
GEOBLAVET « Thalia »	Septembre 2001	CNRS/INSU	Baie de Lorient Baie de Quiberon	1000	Sparker SIG 1580
GEOGOLFE « Sepiola »	Juin 2002	CNRS/INSU Univ Caen	Golfe du Morbihan	100	Boomer « SEISTEC IKB »

Tableau II.3 : Récapitulatif des nouvelles campagnes organisées dans le cadre de cette étude. ⁽¹⁾

Université de Bretagne Sud. ⁽²⁾ Institution d'Aménagement de Vilaine.

B. L'ACQUISITION, L'ENREGISTREMENT, LE TRAITEMENT ET L'ANALYSE DES DONNEES SISMQUES

Après un bref rappel des principes généraux d'acquisition des données sismiques avec une source SPARKER et une source BOOMER, nous présenterons les méthodes d'enregistrement et de traitement des données employées dans cette étude.

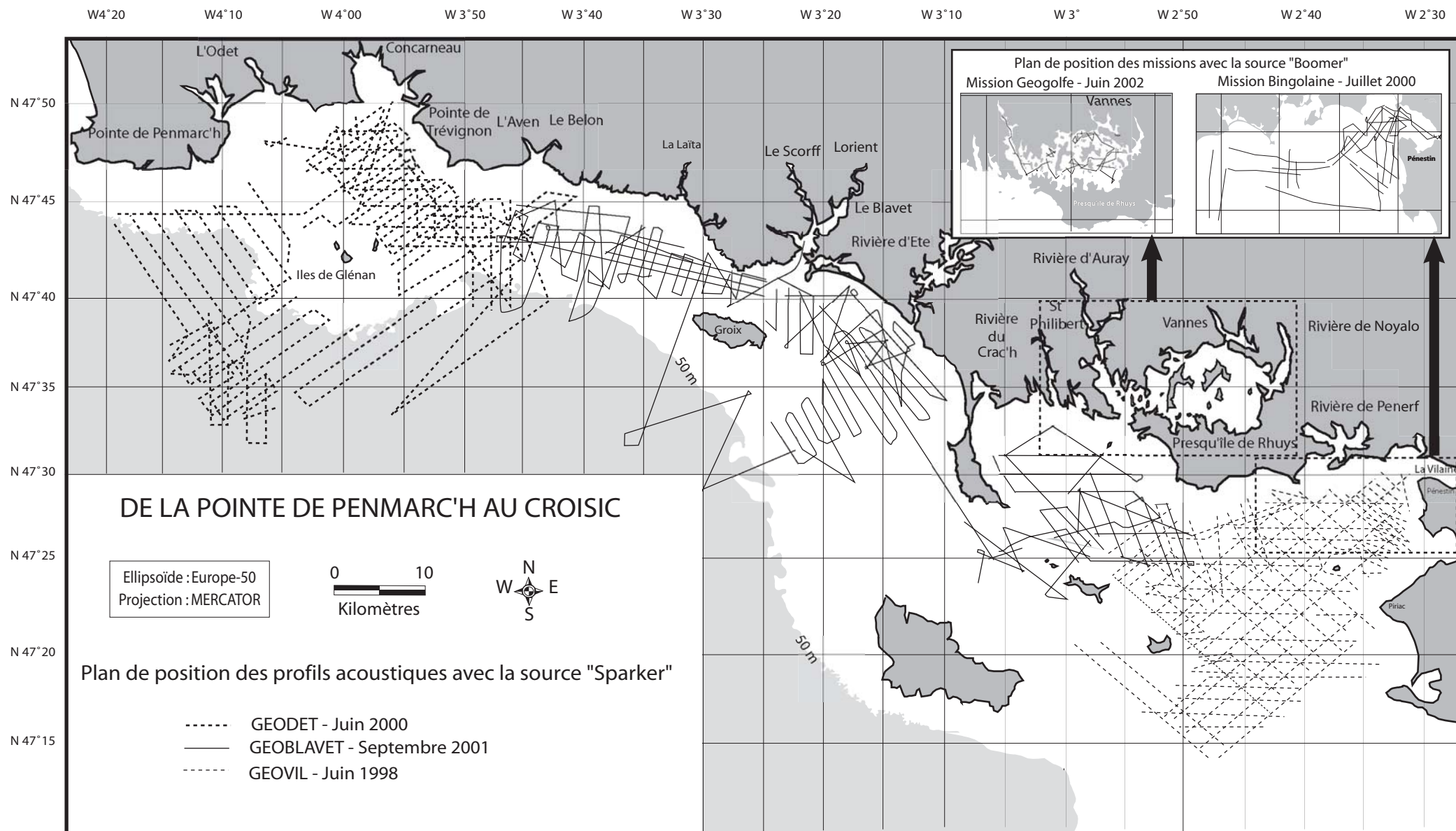


Figure II.3 : Plan de position des nouvelles campagnes de sismiques Très Haute Résolution (THR) acquises en Bretagne Sud depuis 1998.

1. L'acquisition sismique avec la source SPARKER « SIG » de 1998 à 2001

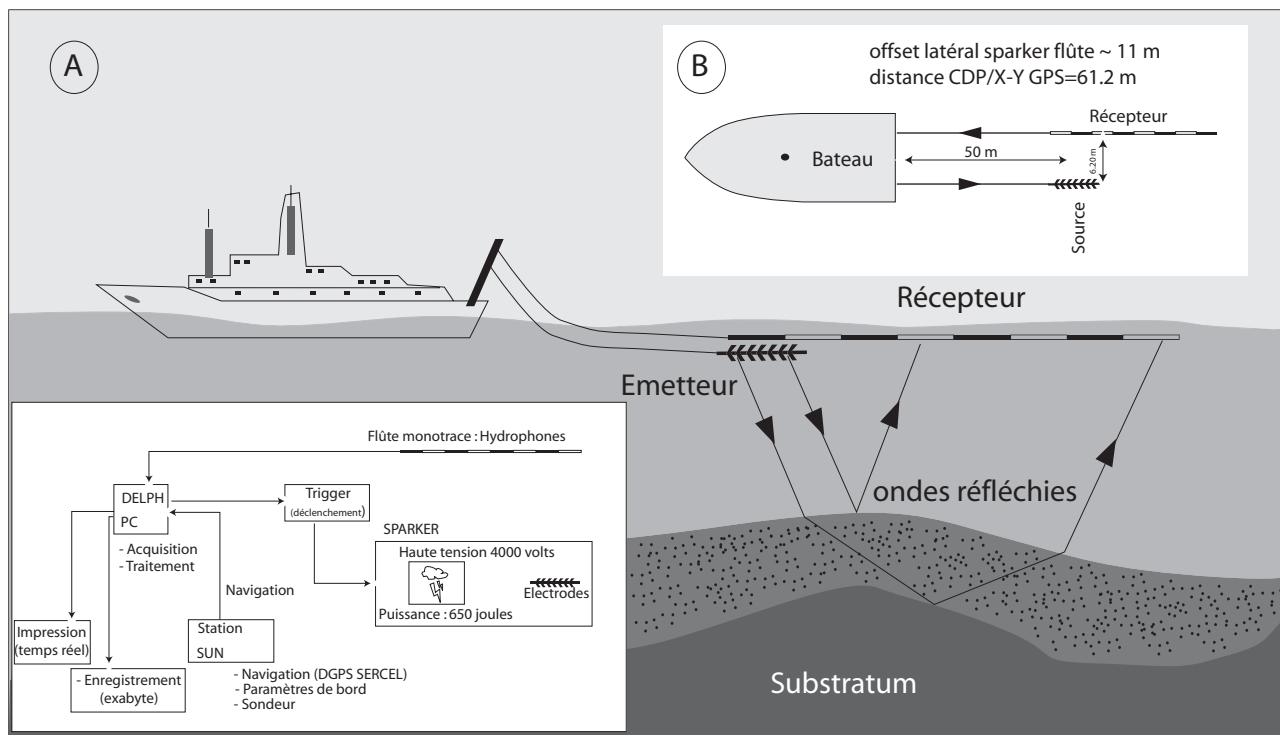
Le SPARKER (« étincelleur ») est principalement utilisé sur le plateau continental. Il en existe plusieurs types utilisant une fréquence et une puissance variant respectivement de 100 Hz à 1 kHz et de 24 à 1500 joules. La source fonctionne grâce à la proximité d'électrodes, entre lesquelles circule un courant de plusieurs milliers de volts. Ce courant provoque la formation de bulles de gaz dont l'implosion induit une onde acoustique (figure II.4). L'onde réfléchie sur une interface, est ensuite captée par des hydrophones placés à 25 cm les uns des autres le long d'une « flûte monotrace » (figure II.4). La source et la flûte sont placées à 50 mètres derrière un bateau navigant à une vitesse moyenne de 4 nœuds. Le positionnement a été réalisé grâce à un système de GPS (Global Positioning System) différentiel, dont la précision moyenne est d'une dizaine de mètres. La résolution ou définition sismique dans nos conditions d'utilisation est généralement de l'ordre de 1.5 m pour une pénétration supérieure à 100 m (100-120 ms). Les données sismiques ont été acquises avec une source SPARKER-SIG1580 opérant avec une fréquence de 600 à 1000Hz et une puissance de 650J.

2. L'acquisition sismique avec la source BOOMER SEISTEC « IKB »

Le BOOMER-SEISTEC « IKB » est une source électro-mécanique adaptée à la prospection en milieu peu profond (figure II.5). Sa fréquence d'utilisation est comprise entre 500 Hz et 10 kHz à 200J avec une génératrice de 4000 V. Le choc entre 2 plaques métalliques chasse l'eau, créant une bulle gazeuse, qui en implosant fournit l'onde acoustique. La réception du signal s'effectue sur des hydrophones accolés à la source. Le BOOMER est remorqué à 15 mètres derrière le bateau et tracté à une vitesse de 3 nœuds. Le positionnement est également réalisé grâce à un système de GPS. Le pouvoir de résolution est d'environ 20 cm de sédiment entre deux réflecteurs contigus. La pénétration peut atteindre 80 mètres dans les argiles et 20 mètres dans les sables.

3. L'enregistrement analogique

L'enregistrement en mode analogique des données sismiques brutes a été obtenu à l'aide d'un enregistreur graphique sur papier thermique (figures II.4, II.5). L'axe horizontal correspond à la route suivie par le navire et l'axe vertical représente la profondeur exprimée en millisecondes temps double (TWTT, Two Way Travel Time) (figure II.6). Le premier signal est, sur cet axe, l'origine des temps, puis suivent l'onde directe, l'onde réfléchie sur le fond marin et les différentes réflexions internes (figure III.6).



(modifié d'après Augris et Clabaut, 2001)

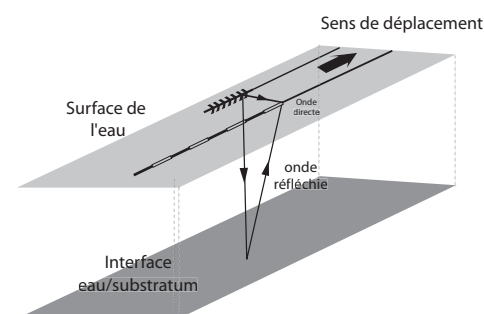
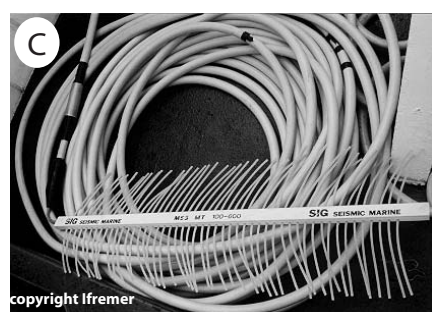


Figure II.4 : Principe de la sismique réflexion, synoptique d'acquisition et illustrations des différents outils d'acquisition de la sismique très haute résolution SPARKER

- A : Principe de la sismique réflexion et synoptique d'acquisition des données
- B : Schéma montrant la disposition du bateau, de la source et du récepteur
- C : La source sismique Sparker
- D : Le récepteur constitué d'hydrophones
- E : La mise à l'eau de la source sismique
- F : L'enregistrement papier
- G : L'enregistrement numérique

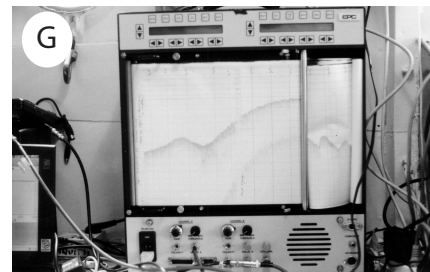
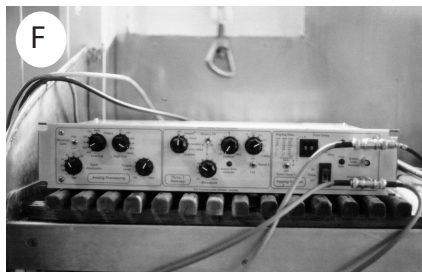
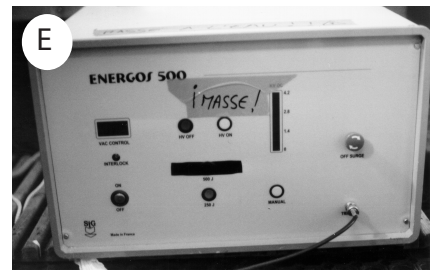
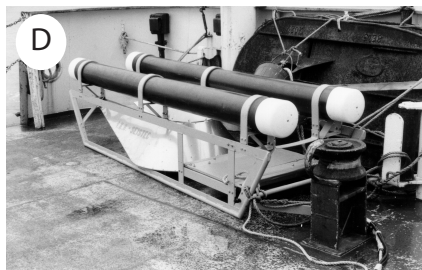
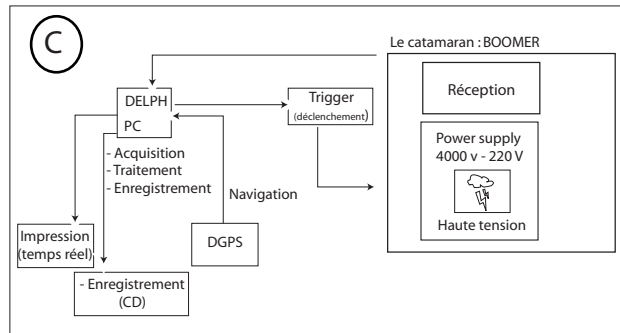
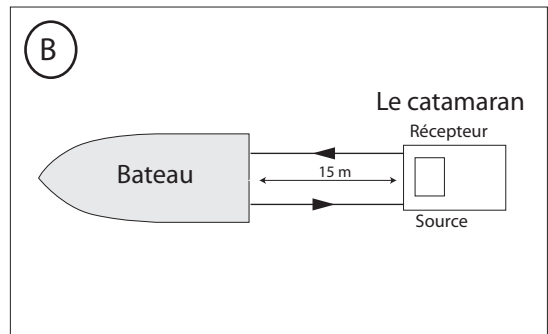


Figure II.5 : Illustration des différents outils et dispositifs techniques d'acquisition de la sismique Très Haute Résolution : le catamaran boomer-récepteur "SEISTEC-IKB"

A : Le Sepiola (Bateau de l'Université de Rennes1) au cours des missions Bingolaine et Geogolfe

B : Schéma montrant la distance séparant le bateau du Catamaran

C : Synoptique d'acquisition des données

D : Le Catamaran boomer-récepteur "Seistec-IKB"

E : La génératrice haute tension

F : La boîte à filtre SPA-3

G : L'enregistrement analogique

Matériel CNRS et Université de Caen
(UMR 6143 M2C)

Les hypothèses de vitesses retenues pour cette étude permettant de préciser la profondeur et l'épaisseur des formations superficielles sont les suivantes (Cressard & Augris., 1981) (figure II.6) :

- Vitesse de propagation dans l'eau : 1500 m/s
- Vitesse de propagation dans la couverture holocène : 1800 m/s

4. L'enregistrement numérique et l'archivage des données

Les données sont également enregistrées sous forme numérique sur disque dur en temps réel à l'aide du logiciel DELPH 24. Ce stockage numérique concerne l'ensemble des nouvelles missions SPARKER et BOOMER qui totalisent actuellement environ 3000 km de profils sismiques. Le support permettant d'archiver ces données numériques au format SEG-Y est une cassette « Exabyte » ou un disque CDRom.

5. Le traitement des données sismiques

L'analyse des données sismiques a porté sur des données brutes et des données traitées. Le traitement a été effectué au BRGM. La séquence de traitement employée est la suivante :

- Lecture et transformation des fichiers DELPH en SEG-Y
 - Extraction de la navigation (positionnement)
 - Traitement des profils par Seismic Unix^(*) avec filtre passe-bande 200-260 à 800-1000 Hz.
- Ce filtrage est adapté de manière à obtenir une bonne image du contact socle/couverture et à éliminer le bruit. L'exportation des fichiers est réalisée via Seismic Unix^(*) en images post-script.

(*) Seismic Unix - nom du logiciel de traitement sismique de la Colorado School of Mines.
Station Unix/Linux - <http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>.

C. LA METHODE D'INTERPRETATION ET D'ANALYSE DES DONNEES SISMIQUES

La méthode d'interprétation des données sismiques consiste à subdiviser l'information acoustique en « unités sismiques ». La méthode d'analyse permettant de différencier les « unités sismiques » et de préciser le(s) « faciès sismique(s) » et ses caractéristiques est présentée ci-après. Ce travail repose sur les principes proposés par Mitchum *et al.* (1977a-b), Vail *et al.* (1977), Sangree & Widmier (1977), Ravenne (1978), Roksandi'c (1978), Shériff (1980) et Bouma *et al.* (1987) rappelés dans Proust *et al.*, (2001).

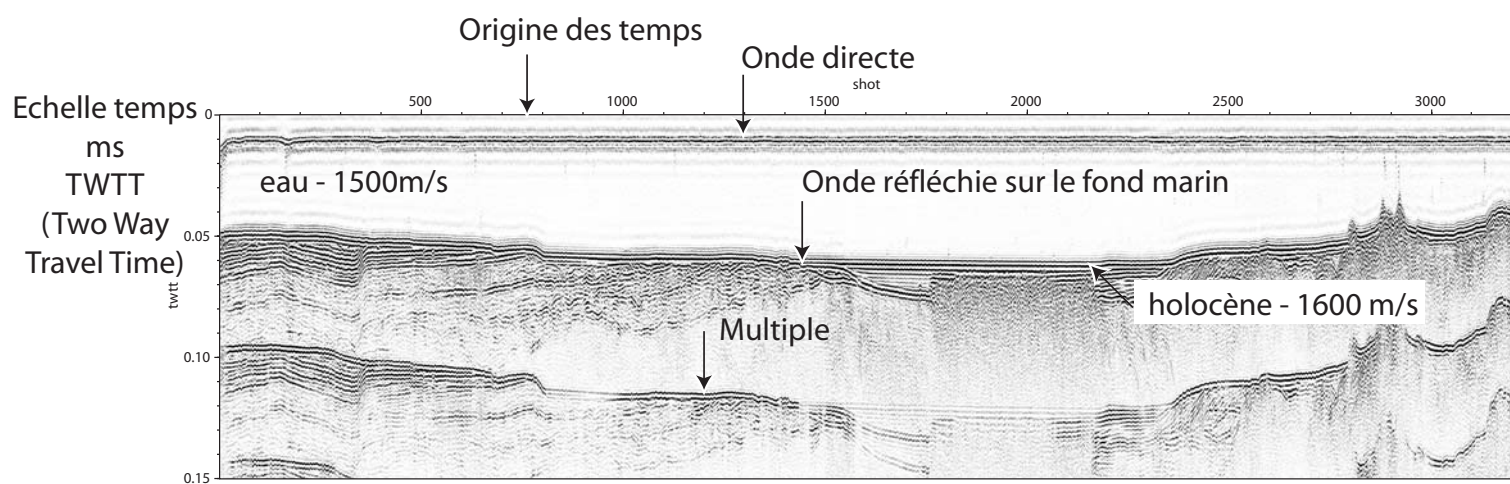


Figure II.6 : Exemple d'enregistrement sismique (profil T17 - mission Geovil)

1. L'unité sismique

Nous utiliserons comme définition celle fournie par Mitchum *et al.* (1977a) « *Seismic facies units are mappable, three dimensional seismic units composed of reflectors whose parameters differ from those of adjacent facies units.* »

« *L'unité de faciès sismique est une unité tridimensionnelle, cartographiable, composée de réflecteurs dont les caractères diffèrent de ceux des unités adjacentes.* »

Une unité sismique consiste en une succession de réflexions concordantes limitées à la base et au sommet par des discontinuités reconnues par le mode de terminaison des réflecteurs (figure II.7). A la base de l'unité sismique, les terminaisons peuvent être en « onlap » ou en « downlap » et au toit de l'unité sismique, les terminaisons peuvent être en « toplap » ou caractériser une troncature d'érosion (Mitchum *et al.*, 1977b).

2. Les faciès sismiques : configuration, continuité, amplitude, fréquence

L'analyse des faciès sismiques consiste à étudier dans une unité sismique la configuration, l'amplitude, la continuité, la fréquence des réflexions, et la vitesse d'intervalle (figure II.7). Les paramètres internes des réflexions et leur représentation dans l'espace cartographié permettent d'interpréter les faciès sismiques en termes de lithologie, de type de stratification, d'environnements et de processus de dépôt.

Les principaux paramètres des faciès sismiques utilisés et leur interprétation géologique sont décrits dans le tableau suivant :

Caractéristiques des faciès sismiques	Interprétations géologiques
- Configuration des réflecteurs	<ul style="list-style-type: none">- disposition des strates- processus de dépôt- érosion des paléotopographies
- Continuité des réflecteurs (forte à faible, continue, discontinue)	<ul style="list-style-type: none">- continuité des strates- processus de dépôt
- Amplitude (forte à faible)	<ul style="list-style-type: none">- gradient de densité-vitesse- espacement des strates- présence de fluides
- Fréquence (forte à faible)	<ul style="list-style-type: none">- épaisseur des strates- présence de fluides

Tableau II.4 : Signification géologique des caractéristiques de la réponse acoustique (modifié d'après Mitchum *et al.*, 1977b.)

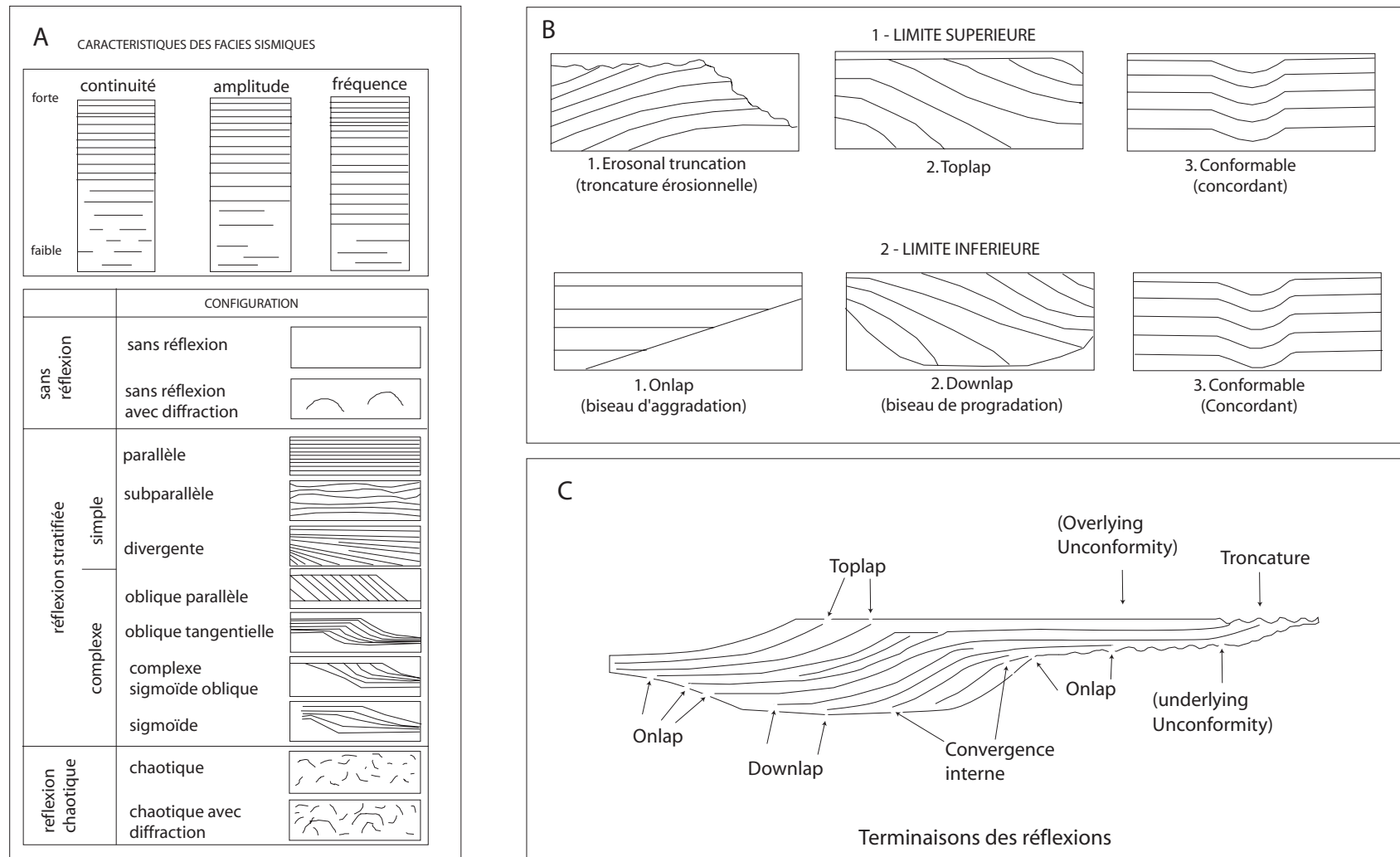


Figure II.7 :Caractéristiques des faciès sismiques et unités sismiques

A) Caractères sismiques. (Mahieux *et al.*1998)

B) Relations entre les réflexions sismiques et les limites des unités sismiques (Mitchum *et al.*, 1977a).

1) Relations entre les réflexions sismiques et la limite supérieure de l'unité

2) Relations entre les réflexions sismiques et la limite inférieure de l'unité

C) Terminaison des réflexions (Mitchum *et al.*, 1977a)

3. Les réflexions multiples et les réflexions primaires

Dans la pratique, sur les enregistrements, des réflexions multiples interfèrent souvent avec les réflexions primaires. En effet, l'onde incidente, après réflexion sur une discontinuité, peut à nouveau se réfléchir sur l'interface eau/air et se propager à nouveau vers le fond, avant d'être à nouveau captée une deuxième fois par le récepteur. La distance verticale, qui sépare les réflexions primaires des multiples, correspond à la hauteur d'eau observée sur le profil. Les réflexions directes sont alors très souvent masquées par des réflexions de multiples, à une profondeur d'autant plus faible que la tranche d'eau est faible. La zone d'étude est caractérisée par des profondeurs d'eau qui varient de quelques mètres à environ 50 mètres, réduisant la partie utile des profils aux 60 premières millisecondes temps-double (ms TWTT) entre le fond de la mer et le premier multiple (figure II.6).

D. LA CARTOGRAPHIE NUMERIQUE EN TROIS DIMENSIONS

La cartographie des unités et des faciès sismiques décrits dans le domaine côtier sud breton nécessite la constitution et la mise en forme d'une base de données numériques lisibles avec MAPINFO[®]. Les données de cette base sont les fichiers de navigation et les fichiers de digitalisation des limites d'unités sismiques (Cornu, 2002 ; Alix, 2003).

1. Le traitement et la mise en forme des fichiers de navigation

300 fichiers de navigation au format ASCII ont été traduits avec le logiciel Excel pour donner des tableaux à 6 variables : numéro de profil, point de tir, latitude, longitude, heure, date. Une fonction mathématique « Modulo », a permis de prélever une donnée tous les 10 points de tir (Figure.II.8) pour former des fichiers plus légers, lisibles par le logiciel SIG MAPINFO[®] (*)

(*) MAPINFO[®] est un produit de MAPINFO CORPORATION, tous droits réservés.

2. La digitalisation des différentes unités sismiques

Les discontinuités qui limitent les unités sismiques ont été digitalisées (figure II.9) à l'aide du logiciel MAPINFO[®] selon la procédure suivante (figure. II.10) :

- Créer une nouvelle table et ouvrir une nouvelle fenêtre de données ;
- Ajouter les champs nécessaires (dans le cas présent : point de tir « pt_tir » et profondeur « Z ») ;
- Sélectionner des champs de type « entier », et une catégorie de projection « non terrestre » en mètres ont été sélectionnés. Là, X et Y minimum de 0 et maximum de 1 000 000 ;
- Enregistrer la table créée dans son répertoire ;
- Une fenêtre vierge s'ouvre dans MapInfo ;

- Dans le menu Carte, choisir « Tablette », afin de rentrer les points de calages permettant un bon géoréférencement du profil sismique sur la tablette de digitalisation ($X = pt_tir$, $Y = \text{profondeur}$) ;
- Utiliser l'outil « Zoom - », jusqu'à l'apparition d'une grande croix de la taille de la fenêtre blanche. Cette croix est l'équivalent du curseur lorsque la digitalisation est lancée ;
- Utiliser maintenant l'outil « Polyligne » ;
- Digitaliser le réflecteur de chaque unité sédimentaire ;

Une organisation rigoureuse est nécessaire pour chaque répertoire de données créés. Pour chacun des profils, on crée un dossier comportant :

- Le fichier de navigation correspondant, formé des points de tir et des coordonnées géographiques X et Y ;
- Un fichier MapInfo pour chaque unité sismique observée ;

3. La mise en correspondance des fichiers de navigation et des fichiers numérisés

La réalisation d'un programme en visual C++ a permis la mise en correspondance des fichiers de navigation et des fichiers de digitalisation des limites d'unités sismiques. Un fichier Excel unique est obtenu comprenant les données suivantes : point de tir, longitude, latitude, profondeur exprimée en millisecondes en temps double (TWTT, Two Way Travel Time) (figure II.11).

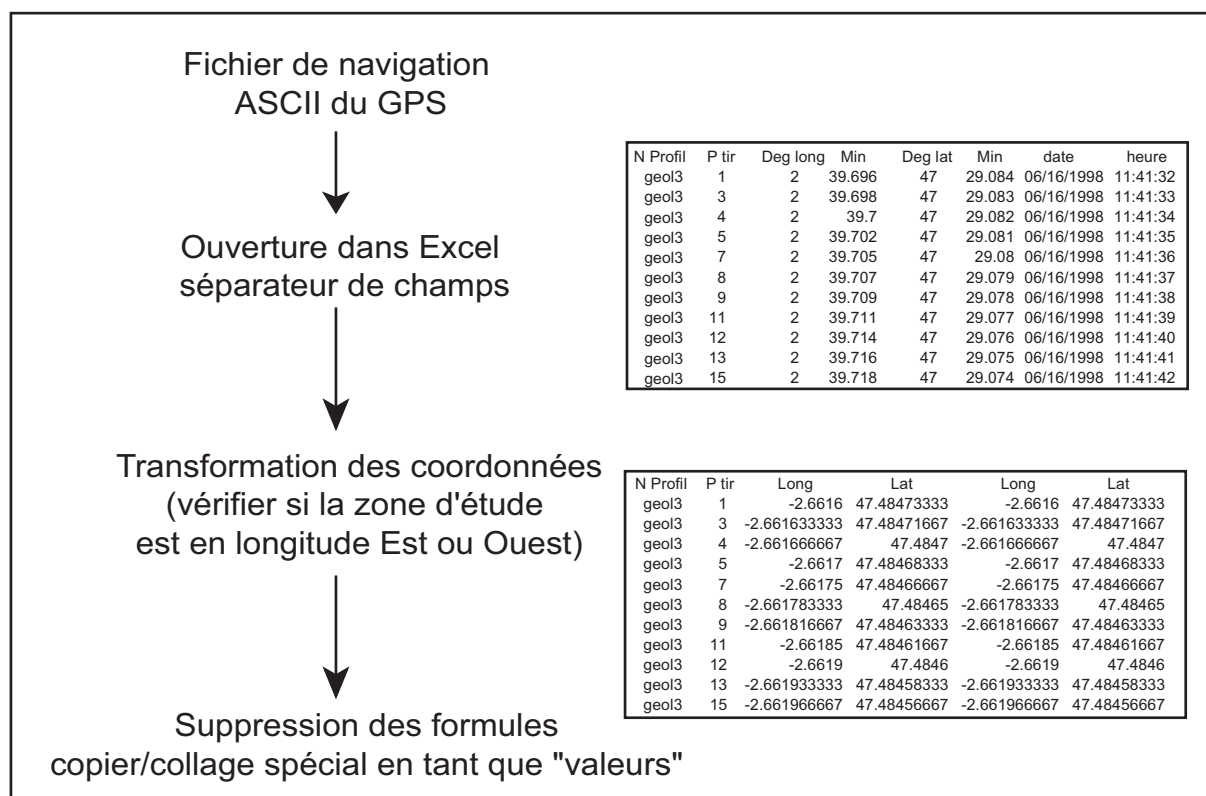
La procédure suivie fut la suivante :

- Ouvrir ce fichier MIF à l'aide du séparateur de champs d'Excel.
- Nettoyer ce fichier pour qu'il ne reste que deux colonnes. La première correspondant aux points de tir et la seconde aux profondeurs (attention de ne pas mettre de nom en haut de chaque colonne).
- Enregistrer cette table en « .TXT ».
- Faire de même avec le fichier de navigation.
- Faire tourner le programme.
- Ouvrir le fichier résultat sous Excel et on obtient la table finale : point tir, X, Y, Z.

4. La cartographie 3D : cartes isopaques et isobathes/isohypses

Un modèle géométrique 3D a été construit à partir des semis de points géoréférencés pour chacune des surfaces représentant le toit ou la base d'une unité sismique grâce au logiciel GOCAD[®] (*). La mise en cohérence des semis de points, afin d'obtenir une surface triangulée, est réalisée au moment de la visualisation. Les distances inter-profils variant de 100 mètres à 1 km, il convient de choisir un champ d'interpolation inférieur au kilomètre. A partir de ces semis de points, des cartes d'isobathes (ou isohypses) et d'isopaques sont créées.

(*) GOCAD[®] : ENSG-Nancy-T-surf



Mise en forme des fichiers de navigation.

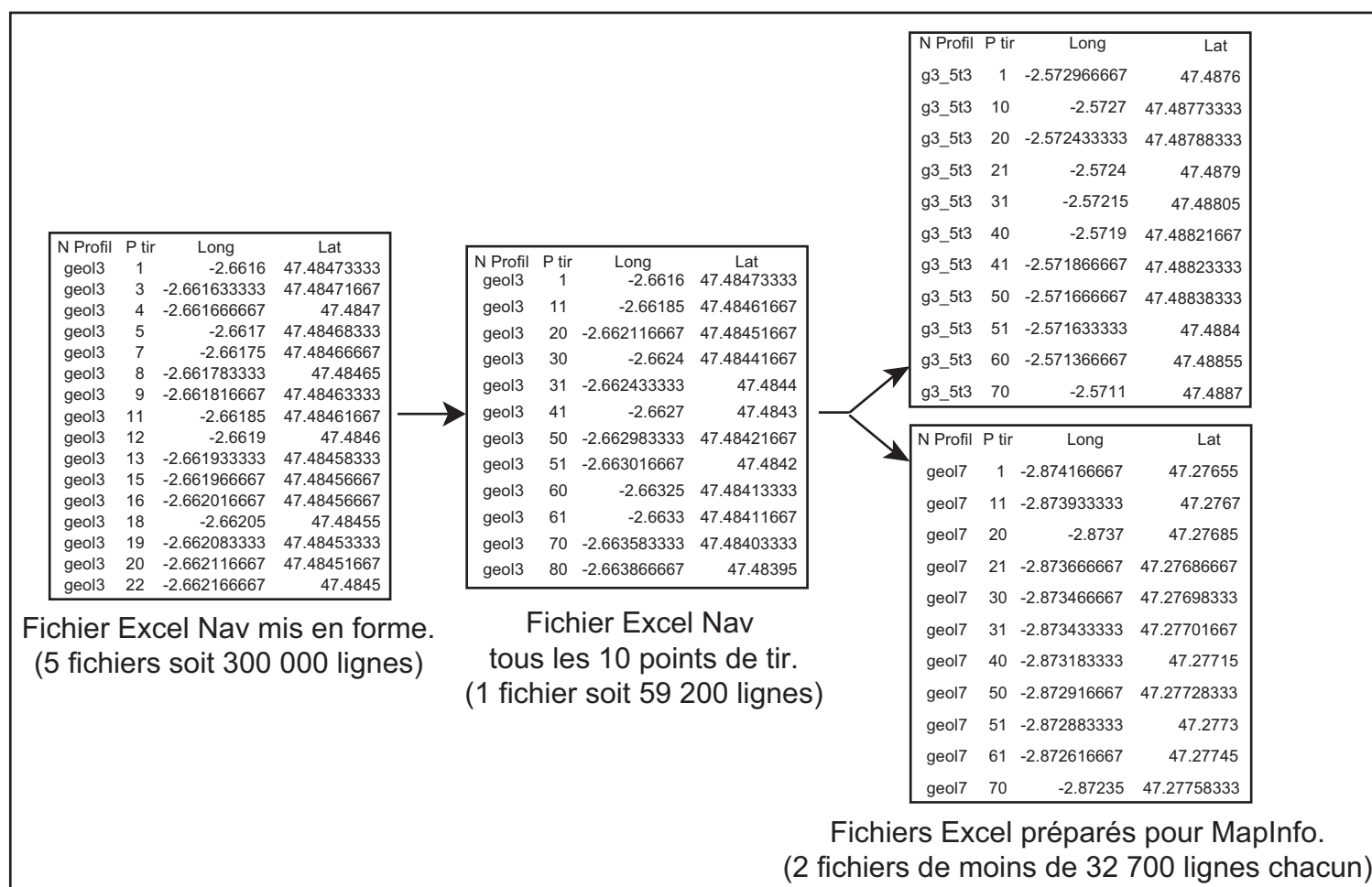
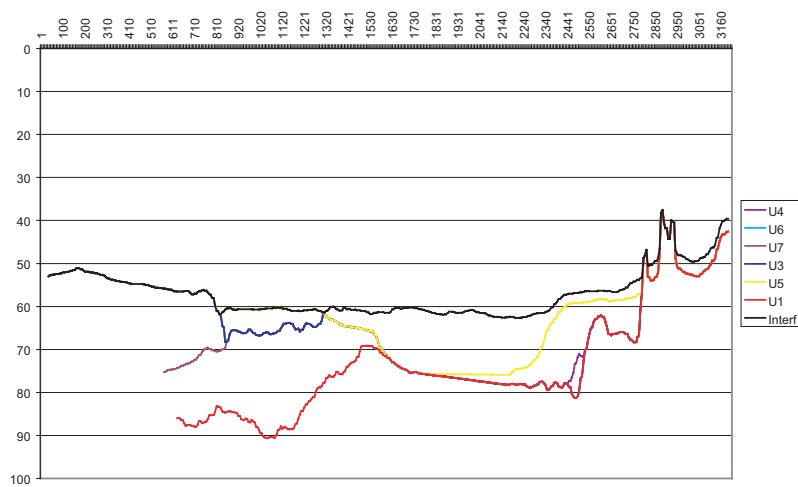


Figure II.8 : Traitement et mise en forme des fichiers de navigation sous MapInfo.
(modifié d'après Cornu, 2002)



A. Poste de digitalisation (tablette interfacée sur MapInfo)

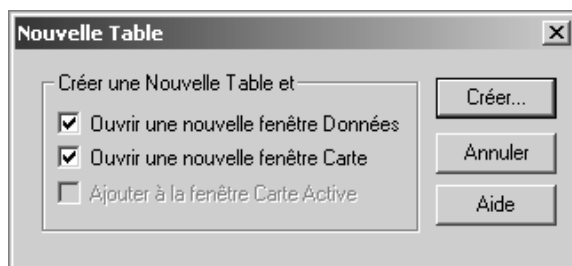


B : Représentation de la digitalisation d'un profil sismique (d'après Alix, 2003)

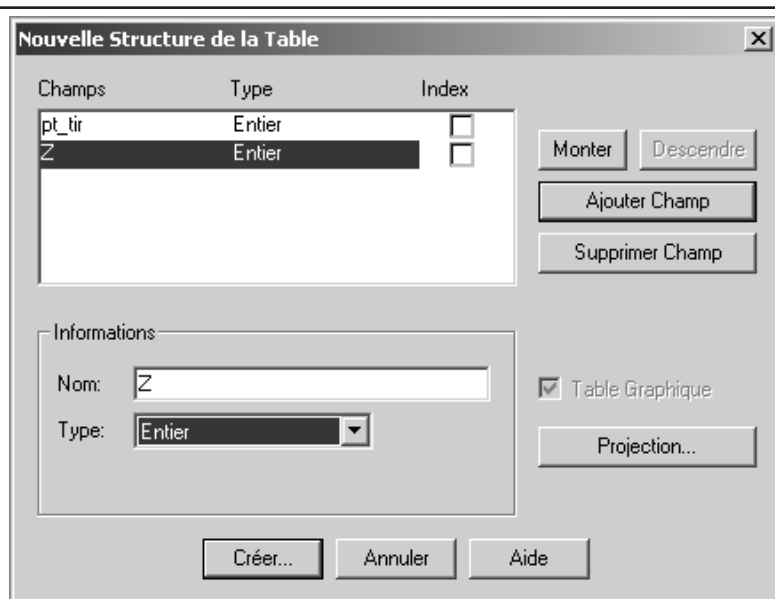


C : Dessin cartographique montrant le réseau hydrographique et les unités de remplissage en Baie de Concarneau

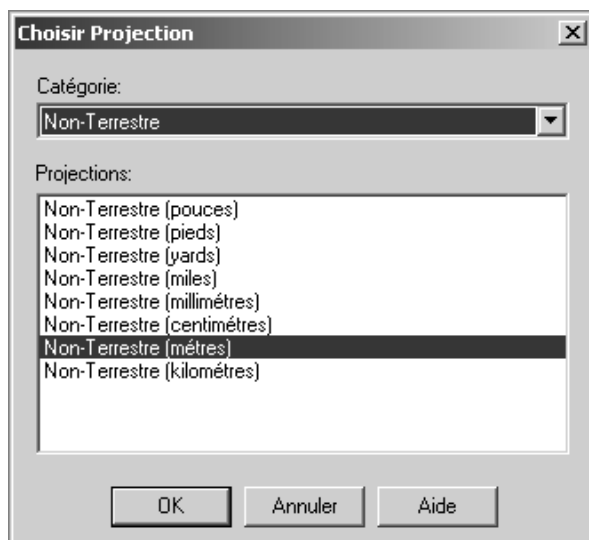
Figure II.9 : Outils et étapes de digitalisation



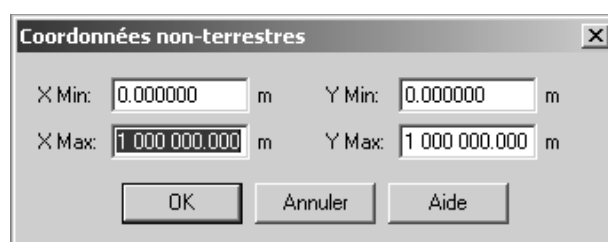
Création d'une nouvelle table.



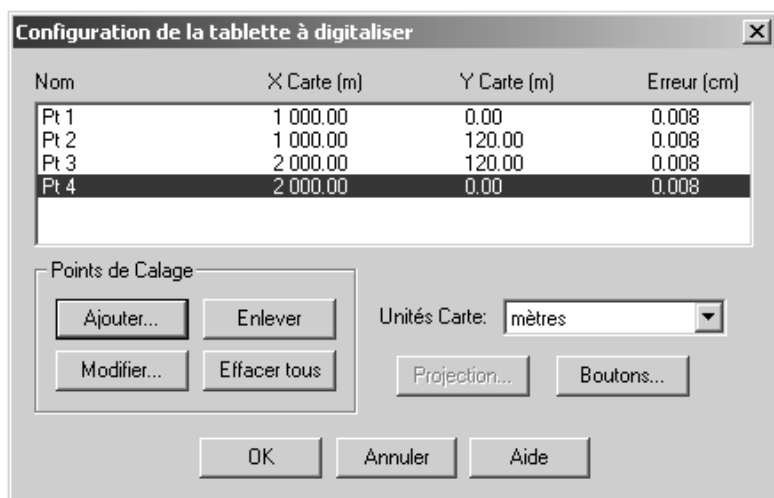
Ajout des champs.



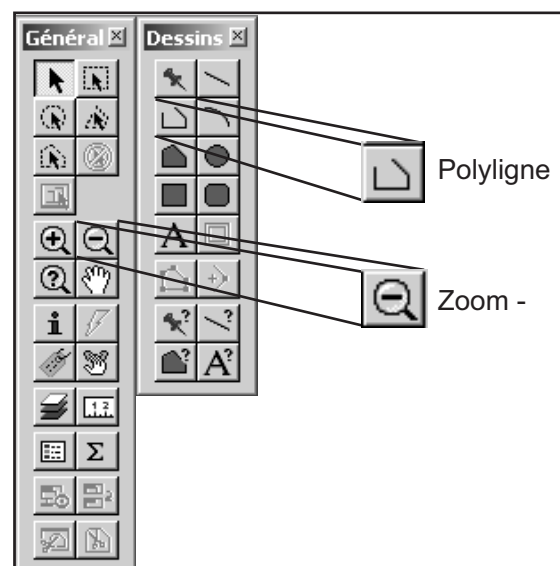
Projection "non terrestre".



Encadrement des coordonnées.



Configuration de la tablette à digitaliser.



Outils à utiliser.

Figure II.10 : Protocole de numérisation sous MapInfo
(modifié d'après Cornu, 2002)

Pt-tir	Y	X
1	47.2999	-2.67015
11	47.3	-2.67036667
20	47.3001	-2.67053333
21	47.3001167	-2.67056667
31	47.3002333	-2.67075
40	47.30035	-2.67095
50	47.30045	-2.67111667
51	47.3004667	-2.67113333
61	47.3005833	-2.67133333
70	47.3007	-2.67151667
80	47.3008	-2.67168333
81	47.3008167	-2.67171667

Table des coordonnées
des points de tir

Pt-tir digit	Z
4.402	44.964
4.424	44.9065
5.293	44.935
7.1715	45.0105
10.2415	45.0375
15.4795	45.1495
20.5025	45.3125
27.287	45.3445
38.472	45.3745
50.0035	44.881
61.006	45.0065
78.052	45.1835

Table formée lors de la numérisation
et exportée en .MIF

Pt_Tir	Y	X	Z_Interf
1	47.2999	-2.67015	0
11	47.299999	-2.670367	45.053719
20	47.300098	-2.670533	45.296192
21	47.300117	-2.670567	45.314846
31	47.300232	-2.67075	45.354462
40	47.30035	-2.67095	45.309109
50	47.300449	-2.671117	44.881149
51	47.300468	-2.671133	44.892368
61	47.300583	-2.671333	45.006432
70	47.300701	-2.671517	45.099892
80	47.3008	-2.671683	45.193268
81	47.300816	-2.671717	45.198284

Table finale donnant la profondeur

Figure II.11 : Mixage des fichiers navigation et digitalisation
(modifié d'après Cornu, 2002)

5. Le modèle Numérique de Terrain Terre-Mer du domaine côtier sud breton

Les données sismiques ont été complétées par un modèle numérique de terrain, associant les altitudes à terre et les profondeurs en mer.

Un Modèle Numérique de Terrain (M.N.T.) est un modèle de représentation d'altitude. dans un fichier maillé. La « matrice » représente des nœuds réguliers en X (latitude) et Y (longitude). Chaque nœud contient une valeur d'altitude en Z. Un modèle numérique de terrain du domaine côtier sud Breton a été réalisé en juxtaposant le « M.N.T. terre » de l'IGN (Institut Géographique National) et le « M.N.T. mer » du S.H.O.M. (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) grâce au logiciel VERTICAL MAPPER[®] 2.5 ^(*). Dans notre cas, les résolutions des modèles sont identiques avec un pas entre chaque maille de 100 mètres.

La projection terrestre utilisée est le lambert II (figure II.12). Ce M.N.T. permet d'obtenir une visualisation globale de la topographie et de la morphologie des domaines actuellement émergés et submergés en Bretagne Sud.

L'exploitation de ce document (traitement, filtre, palettes colorées...) permet de compléter les données sismiques.

^(*) VERTICAL MAPPER[®] est un produit de MAPINFO CORPORATION, tous droits réservés.

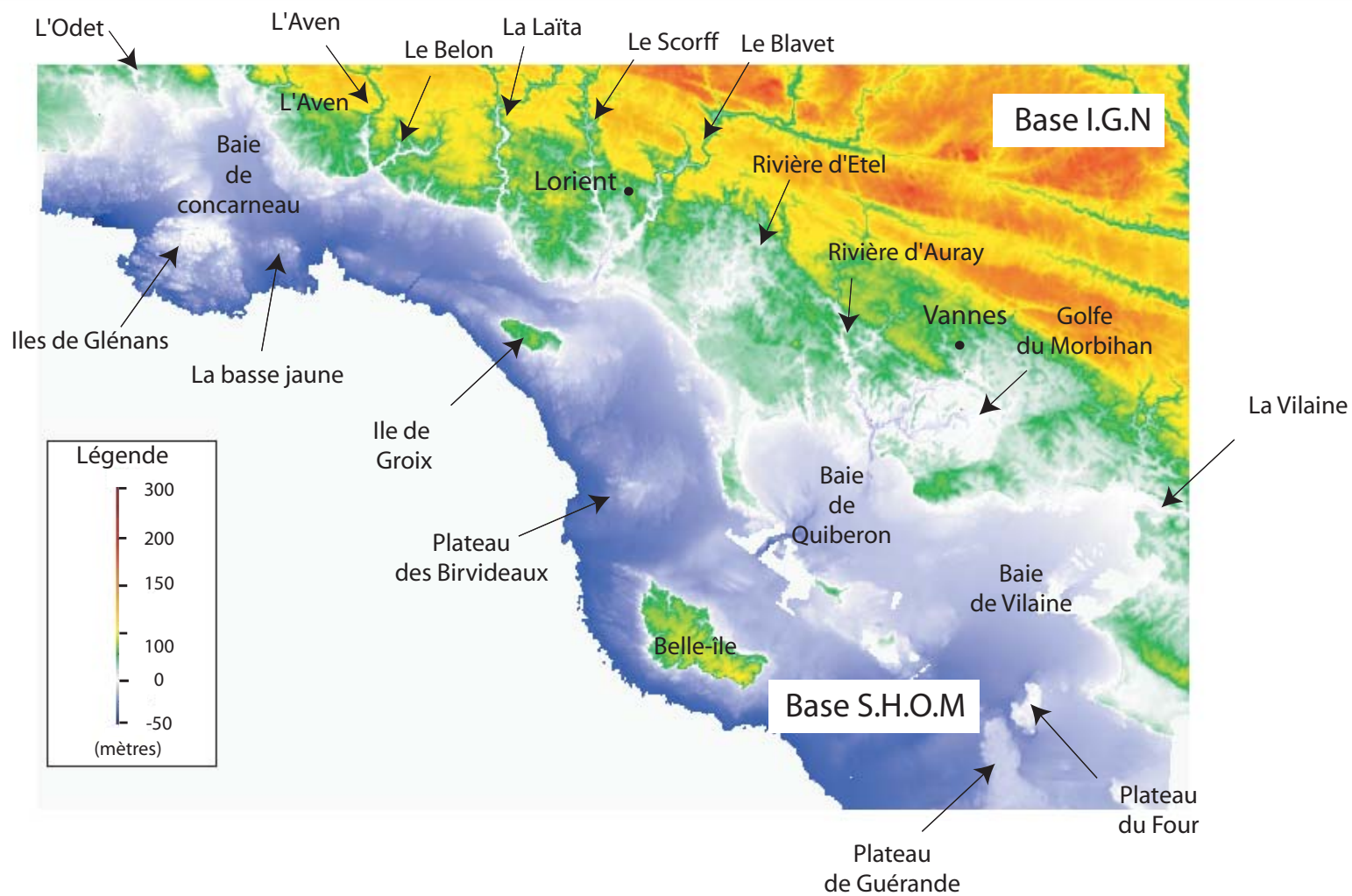


Figure II.12 : Modèle Numérique de Terrain Terre/Mer
des Iles de Glénan au Plateau du Four

CHAPITRE III

RESULTATS

Ce chapitre comprend deux parties. La première partie présente la morphologie du domaine sous-marin côtier sud-armoricain. La seconde partie présente les résultats de l'analyse des données sismiques des unités du substratum (socle cristallin et formations tertiaires) et celles de la couverture plus récente. Dans cette seconde partie, l'accent sera mis sur l'étude plus spécifique des vallées fossiles. Il y sera décrit la morphologie des vallées, leur évolution en liaison avec le cadre morpho-structural et leur remplissage sédimentaire.

A. ANALYSE ET INTERPRETATIONS DES DONNEES MORPHOBATHYMETRIQUES

La morphologie du domaine sous-marin côtier sud-breton a pu être reconstituée à partir du M.N.T. terre/mer (carte des altitudes ou des profondeurs). Un traitement des données numériques a permis de construire dans un premier temps une carte des pentes. Elle a été obtenue en faisant la différence entre les valeurs maximales et minimales dans une fenêtre 3x3 pixels. Dans un second temps, une image composite associant la carte des pentes et le M.N.T. terre/mer a été réalisée. Cette nouvelle carte permet d'améliorer la lecture du relief sous-marin en soulignant les endroits à altitude et pente fortes par rapport aux endroits à altitude et pente faibles. La distinction entre les domaines de socle et les secteurs recouverts de sédiments est relativement nette. Les domaines de socle affleurant ou platier rocheux sont caractérisés par des variations de nuances de gris relativement fines, au contraire des secteurs avec couverture sédimentaire beaucoup plus lisse (figure III.1).

La morphologie de domaine sous-marin côtier est caractérisée par l'existence d'une série d'îles (Iles de Glénan, Groix, Houat, Hoëdic, etc.) et de hauts fonds (Basse jaune, Basse de Groix, Plateaux du Four et de Guérande) alignés selon une direction N120, dite direction sud-armoricaine (figure I.1 & III.1). Ils forment une échine rocheuse pré-littorale (des îles de Glénan à la presqu'île de Quiberon) qui limite vers le Sud une dépression périlittorale au sens de Pinot (1974) et de Vanney (1977). Ces hauts fonds jouent un rôle d'obstacles vis à vis des houles dominantes d'Ouest, conduisant à distinguer des secteurs protégés ou abrités de secteurs plus exposés. De la pointe de Penmarc'h à la pointe du Croisic, le littoral sud-armoricain se distingue par sa diversité : côtes basses dont les reliefs s'élèvent rarement au-dessus de 20 m et où golfes profonds et estrans sableux bordés de dunes alternent avec des secteurs rocheux. Un des caractères marquant de la ligne de rivage actuelle est sa sinuosité et ses multiples orientations : estuaires plus ou moins étroits, « petites mers » occupées par des marais (petite mer de Gâvres), promontoires rocheux, golfes, anses arrondies et secteurs rectilignes.

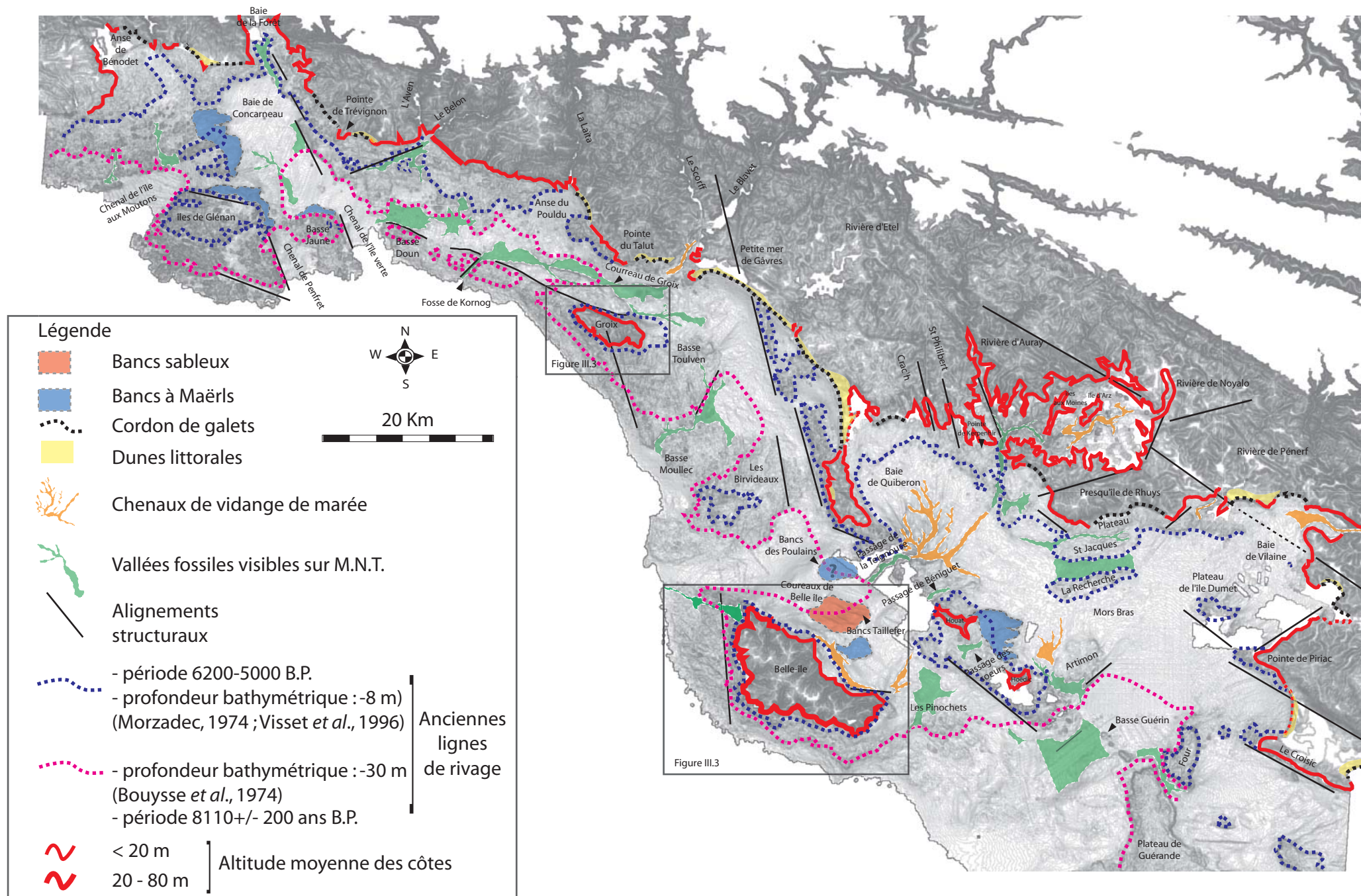


Figure III.1 : Carte géomorphologique simplifiée de la bordure littorale sud armoricaine surimposée à une image " pentes et altitudes" obtenues à partir du MNT terre/mer

Deux grands secteurs morphologiques peuvent être isolés :

- de la pointe de Penmarc'h au Nord-ouest de Groix, le secteur Concarneau-Lorient est caractérisé par des dépressions (Baies de Concarneau & de Lorient) ceinturées par des platiers morphologiques bien distincts.
- du Plateau des Birvideaux à la pointe du Croisic, qui est le secteur Quiberon-Vilaine, la distinction entre Baie et hauts fonds est beaucoup moins marquée. Dans ce secteur, le colmatage par les sédiments semble avoir été beaucoup plus important (figure III.1).

1. Les formes mobiles

Il sera brièvement rappeler la morphologie des principales baies ainsi que les différents types de dépôts littoraux et marins de la zone étudiée.

1.1. La zone littorale : fond des baies, cordons de galets et dunes littorales

Les Baies de Concarneau et de Lorient occupent une dépression d'une profondeur moyenne inférieure à 45 m, longue de 70 km et d'une largeur moyenne de 10 km (figure III.1). D'Ouest en Est, le rivage est caractérisé par l'anse de Bénodet où se jettent les rivières de Quimper, de Pont l'Abbé et de l'Odé, les Baies de la Forêt, de Concarneau, et enfin, l'anse du Pouldu où se jette la Laïta. Limitée vers le large par un relief abrupt d'environ 30 à 40 m de hauteur, cette dépression est ceinturée au Nord et au Sud par des platiers rocheux.

La Baie de Quiberon présente une profondeur moyenne de 15 m (figure III.1). Elle est limitée au Nord par les rias profondes du Crac'h, de St Philibert, d'Auray, de direction N150/160, subparallèles entre elles, et le golfe du Morbihan. Elle est limitée à l'Ouest par la presqu'île de Quiberon. Elle est limitée au Sud par une série de hauts-fonds et d'îles (Houat, Hoëdic). La partie centrale de la baie est très largement envasée et ceinturée de platiers rocheux (situés sur la marge septentrionale de la rivière de Crac'h au passage de la Teignouse).

La Baie de Vilaine d'une profondeur moyenne de 12 m est une dépression plus ample (figure III.1) où la faiblesse de l'hydrodynamisme explique l'importance de l'envasement (Vanne, 1977). La Baie de Vilaine, encadrée de plateaux de socle cristallin (Plateaux St-Jacques et de la Recherche) ou de calcaires bartoniens peu profonds (Plateaux du Four et de l'Artimon), est en grande partie occupée par une vasière argileuse (Vanne, 1977).

Les Coureux de Belle-île forment une zone abritée, encadrée au Nord et au Sud respectivement par les îles de Quiberon-Houat-Hoëdic et de Belle-île (figure III.1). On distingue des

formations sédimentaires correspondant à des bancs de sables et de maërls connus sous le nom de bancs de Taillefer et des Poulains (Vanney, 1977).

Le Golfe du Morbihan est une petite dépression protégée des influences du grand large (houles) par deux ceintures successives, la presqu'île de Quiberon et son tombolo à l'Ouest, et l'ensemble des hauts fonds et des îles d'Houat, Hoëdic et Belle-île au sud-ouest. Deux principales îles caractérisent le golfe du Morbihan, l'île aux Moines et l'île d'Arz. L'île aux Moines constitue la limite naturelle entre deux grands secteurs : un secteur oriental, envasé d'un secteur occidental où la profondeur peut être supérieure à 35 mètres (Marcaillou *et al.*, 1996).

Le long de la côte, du Nord-ouest de la presqu'île de Quiberon à la pointe du Croisic, des **cordons littoraux sableux actuels** très locaux (non cartographiés sur la figure III.1) recouvrent l'estran rocheux et forment de grandes plages sableuses. Ces sables principalement composés de grains de quartz, de paillettes de micas et de minéraux issus de l'altération des roches de la région ou du plateau continental (Béchenec *et al.*, 1996) sont momentanément immobilisés au fond des baies en arrière des promontoires rocheux.

La granulométrie de l'estran sableux est dépendante de la dérive littorale de direction E-W. La mise en place de ces différents types de dépôts a commencé dès la relative stabilisation de la ligne de rivage actuelle (2000 B.P. ans environ) et se poursuit actuellement. Cette sédimentation est également dépendante des conditions de tempête pouvant provoquer des engraissements et dégraissements plus ou moins temporaires.

Des **cordons de galets** sont également représentés (nord-ouest et Sud de la pointe de Trévignon, Ouest de l'anse du Pouldu, Sud de la petite mer de Gâvres, Ouest de Quiberon, Sud de la Presqu'île de Rhuys (figures III.1 & III.2).

Dans le secteur de Concarneau – Lorient (Ouest de l'anse de Bénodet et de la pointe de Trévignon, Sud de la petite mer de Gâvres), des **dunes littorales holocènes** (Horrenberger *et al.*, 1972 cité par Béchenec *et al.*, 1996) d'origine éolienne sont développées en arrière des cordons sableux actuels. Elles forment des dépôts de largeurs comprises entre 50 et 500 m avec des épaisseurs maximales de l'ordre de 3m (Béchenec *et al.*, 1996). Dans le secteur de Quiberon – Vilaine, les principales dunes (figure III.1) correspondent au tombolo simple de Quiberon, à une flèche de sable située à l'embouchure de la rivière de Pénerf et au double tombolo du Croisic. Ces dunes sont considérées comme néolithiques (5000-4000 B.P.) (Audren *et al.*, 1976).

1.2. Les bancs à maërls et les bancs sableux

Dans le secteur Quiberon – Vilaine, des accumulations à maërls (algues dont le thalle est calcifié, Classe des Rhodophycées, Famille des Corallinacées, Genre *Lithothamnium* sp.) sont préservées sous forme de dunes hydrauliques à l'Est de Houat et au Nord de Belle-île (Vanney, 1977). Le banc de Houat, immergé à 5-7 m de profondeur présente une longueur de 5 km pour une épaisseur maximale d'environ 10 m. Il s'agit de maërls sableux accompagnés de galets et de cailloutis anguleux (Vanney, 1977). Entre la Teignouse et la pointe de Belle-île, les bancs de Taillefer sont formés de dunes dissymétriques dont la hauteur est comprise entre 8 et 15 m et dont la ligne de crête est orientée selon une direction NE-SW. Il s'agit de sables fins reposant sur un niveau à graviers plus grossiers (Vanney, 1977). Les dunes ou bancs de Taillefer sont orientés perpendiculairement aux courants de retour de la marée (figure III.2) issus de la Teignouse (Vanney, 1977 ; Salomon & Lazure, 1988). Au nord-ouest des bancs de Taillefer, on distingue de bancs de sables fins bien classés azoïques plus connus sous le nom du banc des Poulains. Au sud-est des bancs de Taillefer, on distingue une accumulation de maërl sans orientation préférentielle et d'extension plus limitée que les deux accumulations précédentes.

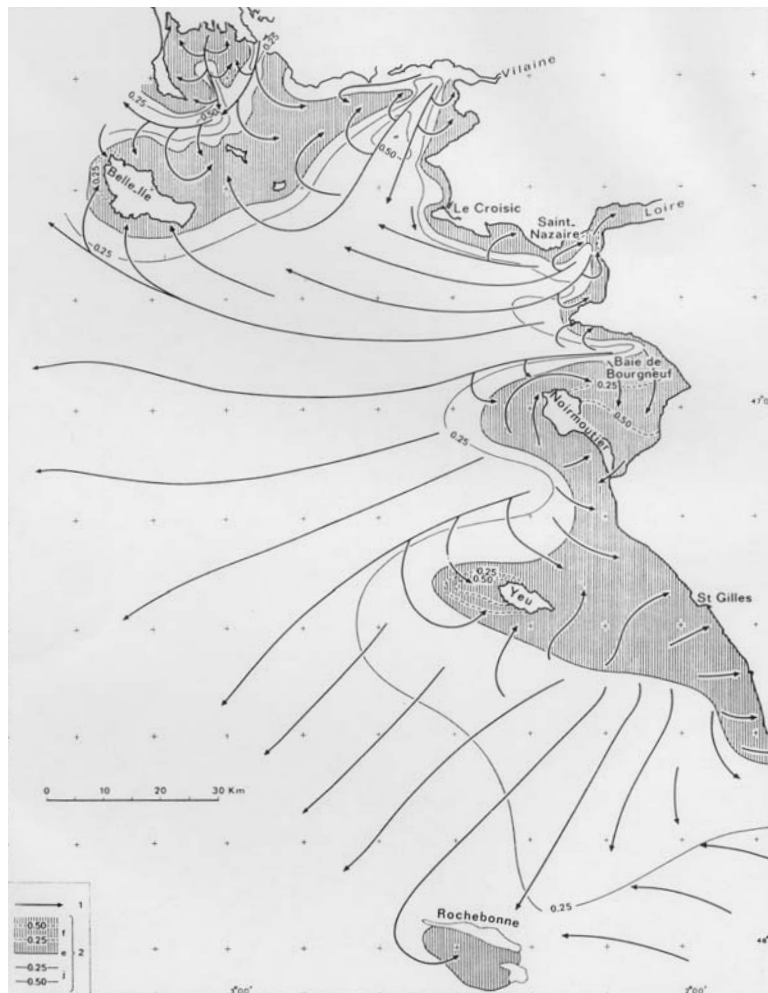
Dans le secteur de Concarneau – Lorient, les bancs à maërls sont localisés dans trois zones : à l'Ouest de la Baie de Concarneau, à l'Est des îles de Glénan et au Nord de la Basse jaune. Les bancs à maërls, parfois envasés, sont situés entre les platiers rocheux et la Baie de Concarneau. Ces bancs, en appui sur le substratum, s'organisent sous la forme de dunes dissymétriques progressant vers la Baie de Concarneau.

2. Les formes fossiles

Il sera décrit les principaux hauts-fonds et les principales surfaces morphologies (platiers) du domaine côtier.

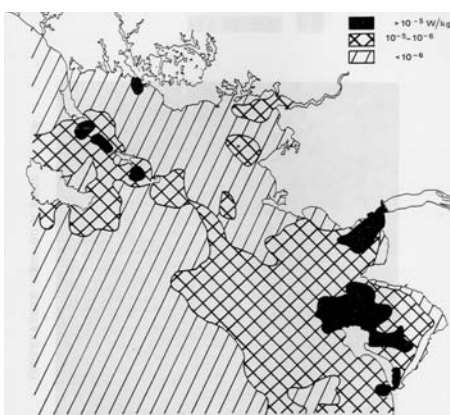
2.1. Les hauts fonds du secteur Quiberon - Vilaine

Dans ce secteur, les hauts-fonds les plus importants sont situés dans le prolongement de la presqu'île de Quiberon en direction des îles d'Houat et d'Hoëdic (figure III.1). Les hauts-fonds forment une barrière morphologique limitée au Sud par un escarpement de failles orientées N120. Cette barrière est recoupée à quatre endroits par des passes tidales d'orientation N30 au niveau des passages de la Teignouse (51 m), de Béniguet (20 m), des Sœurs (15 m) et entre Hoëdic et la Basse Guérin (30 m).

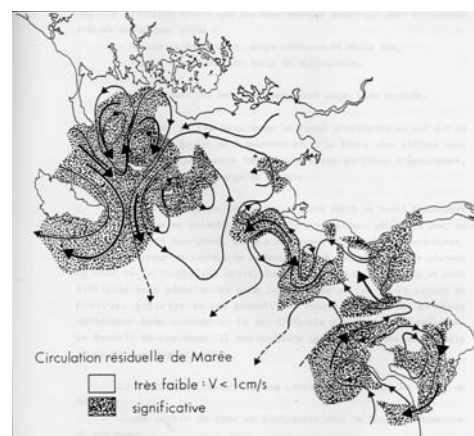


A : Migration des sédiments sous l'action des courants de marée (d'après Vanney, 1977)

- 1) Sens du transit particulaire
- 2) Vitesse maximale de surface en m/s en faveur du flot (f) ou du jusant (j).
- e : ligne d'équilibre



B : Puissance dissipée par les courants de marée dans le secteur Loire-Vilaine (d'après Salomon et Lazure, 1988)



C : Schéma de circulation résiduelle de marée dans le secteur Loire-Vilaine (d'après Salomon et Lazure, 1988)

Figure III.2 : Hydrodynamisme à l'échelle du secteur Loire-Vilaine, et dynamique de déplacements des particules sédimentaires

Plus à l'Ouest, entre cette barrière morphologique et Belle-île, trois autres hauts-fonds sont remarquables : les hauts fonds de la Basse Moullec, des Birvideaux et des Pinochets. C'est sur ce dernier haut-fond que disparaît vers l'Est l'onlap des formations bartoniennes (Robert, 1969).

En Baie de Vilaine, les principaux hauts-fonds correspondent, au Nord au Plateau de la Recherche, séparé du plateau St-Jacques par une vallée. Les Plateaux de l'île Dumet et de Piriac sont limités au sud-ouest par la faille de Guérande de direction N120. Vers le sud-ouest, on trouve le Plateau de l'Artimon limité au sud-est par un accident de direction N30. Enfin, le Plateau du Four et le plateau de Guérande constituent les hauts-fonds les plus orientaux.

2.2. Les hauts fonds du secteur Concarneau - Lorient

A l'Est des îles de Glénan, les hauts fonds comprenant les Basses : Jaune, Doun, de Groix, Toulven forment les chaussés Glénan-Groix (figure III.1). Ils sont délimités par des alignements structuraux selon deux directions majeures N160 (Ouest et Est de la Basse Jaune, Sud-est de Groix) et N120 (Nord des Basses Doun et de Groix). Des couloirs les séparent : chenaux de l'île aux moutons, de Penfret, de l'île verte et de la fosse de Kornog (Vanne, 1977). La bordure Est de la Baie de Concarneau est caractérisée par plusieurs accidents structuraux en relais bien individualisés correspondant au système décrochant Kerforne de direction N150 (Béchenec *et al.*, 1996). Cette direction N150-160 limite également la bordure ouest du chenal de Penfret et de l'île Verte.

2.3. Les platiers fossiles submergés

Le relief sous-marin côtier sud-armoricain révèle une succession de platiers sans couverture sédimentaire significative. Sur la figure III.1, on distingue deux principaux niveaux de platiers situés à - 8 m et un autre à - 30 m. Ces deux platiers peuvent être suivis en continu à l'échelle de la zone d'étude depuis l'anse de Bénodet à l'Ouest, au Plateau du Four à l'Est (tableau IV.1).

Dans des zones bien particulières, sur la bordure sud des îles de Groix et de Belle-île, on peut distinguer jusqu'à 5 niveaux de platiers compris à des profondeurs de l'ordre de -8 m à - 35 m (figure III.3 & tableau IV.1). A la périphérie de l'île de Groix, 5 platiers sont encore visibles, correspondant à des niveaux situés à -8 m, à -30 m (figure III.3). Seul le platier dont la limite est située à -8/-10 m peut être suivi en continu autour de Groix. Sur le pourtour de Belle-île, 4 platiers sont individualisés à des profondeurs allant de - 8/- 10 m à - 35 m mais il est beaucoup plus difficile de les suivre en continu.

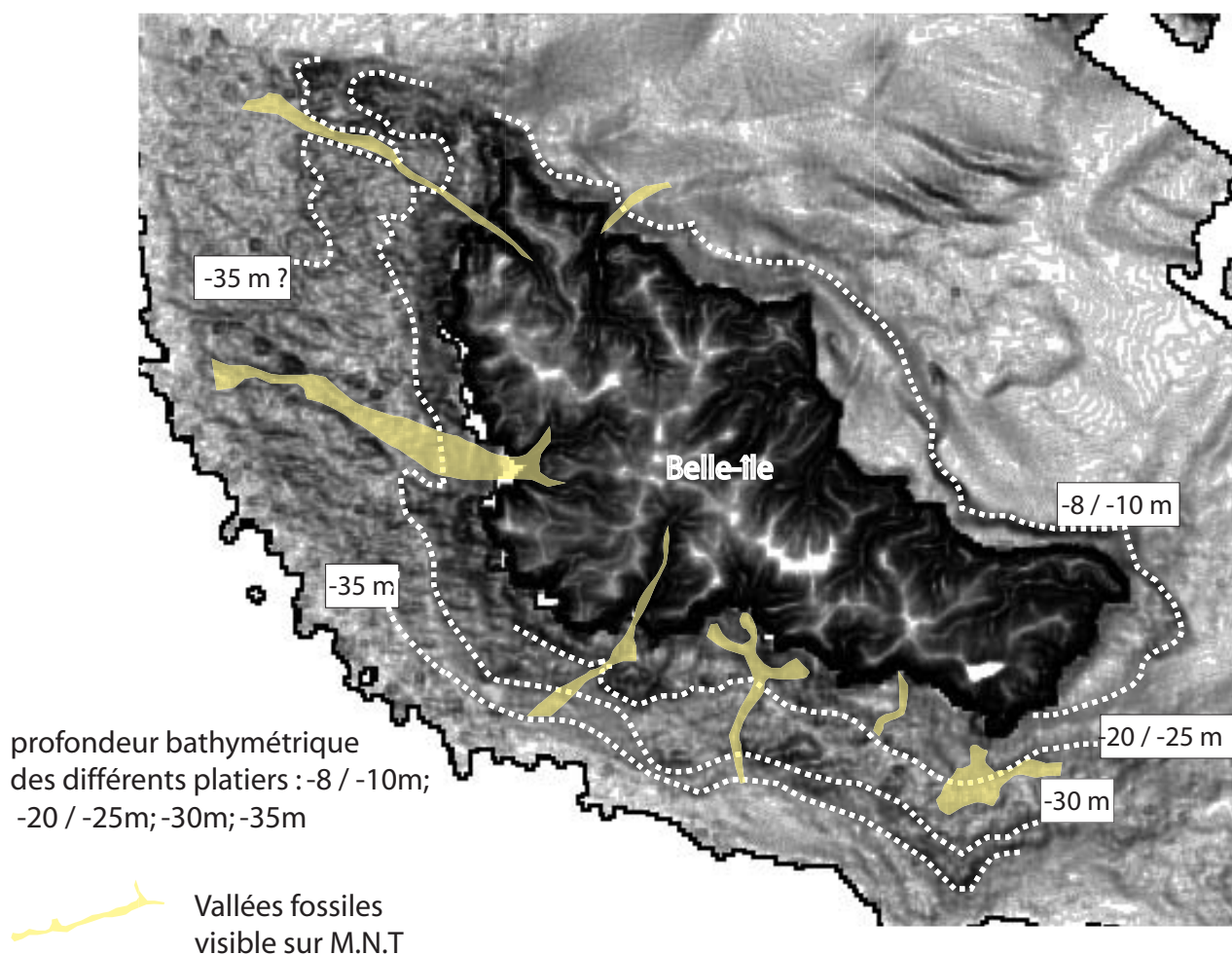
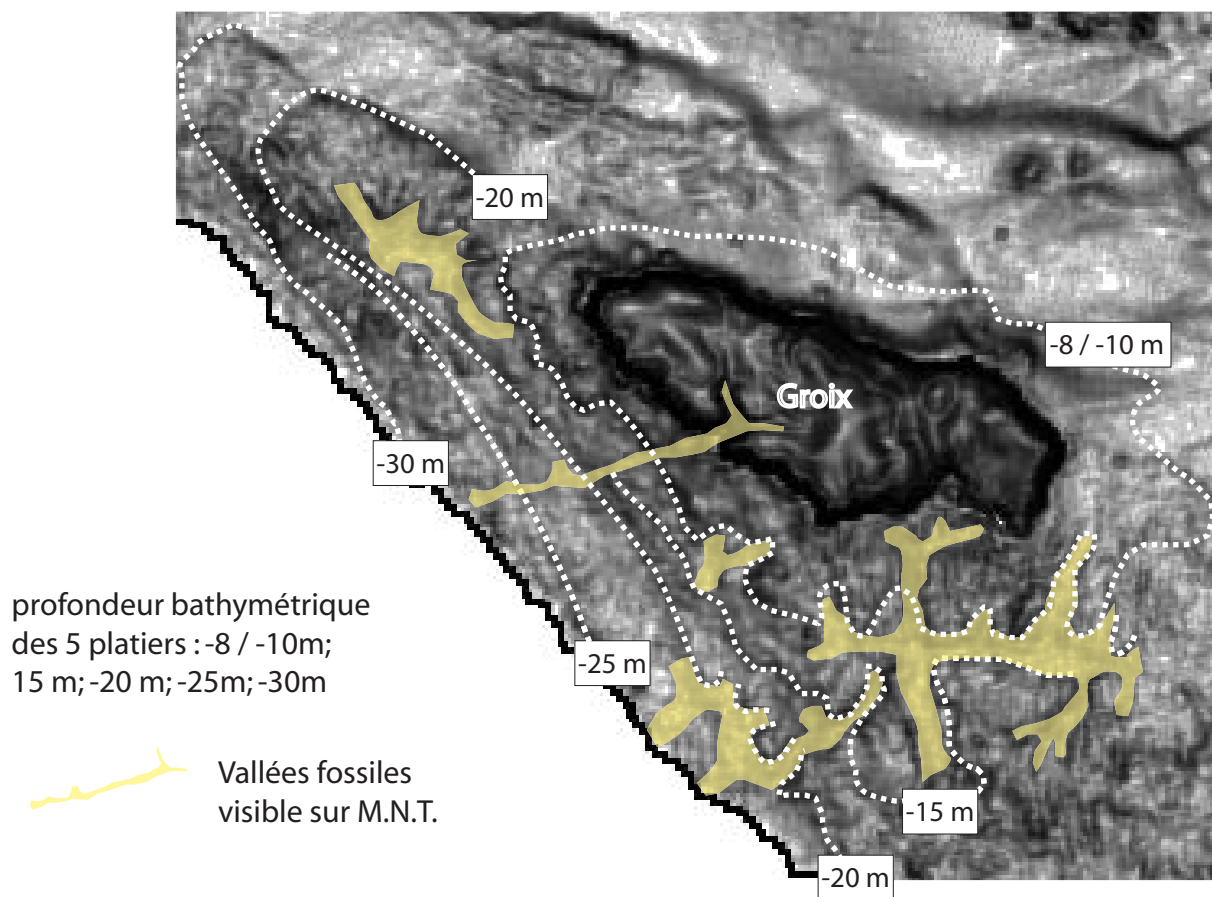


Figure III.3 : Carte géomorphologique de l'île de Groix et de Belle-île montrant les cinq platiers encore visibles sur une image "pente et altitude" obtenues à partir du M.N.T. terre/mer (remarque : les formations superficielles sont très peu épaisses dans ce secteur)

Par rapport aux platiers observés sur le pourtour de l'île de Groix, le platier à –15 m est difficile à caractériser, de même que la distinction entre le niveau à –20 et –25 m n'a pu être faite. En revanche, on note la présence d'un platier dont la limite atteint –35 m, principalement visible au Sud de l'île et déjà signalé par Pinot (1968). Ces différents platiers sont recoupés par plusieurs petites vallées situées parfois dans le prolongement des rivières actuelles (figures III.1 & III.3).

Ensemble de la zone d'étude	Groix	Belle-île
-8 / -10 m	-8 / -10 m	-8 / -10 m
-	-15 m	-
-	-20 m	-
-	-	-20 / -25 m
-	-25 m	-
- 30 m	-30 m	-30 m
-	-	-35 m

Tableau III.1 : Profondeurs des platiers submergés sur le domaine côtier sud-armoricain

Les différents platiers sont interprétés comme des stationnements du niveau marin soulignant le caractère discontinu des transgressions quaternaires enregistrées par une morphologie en paliers successifs séparés par des ressauts estimés ici à au moins 5 m (figure III.1 & III.3).

2.4. Les vallées

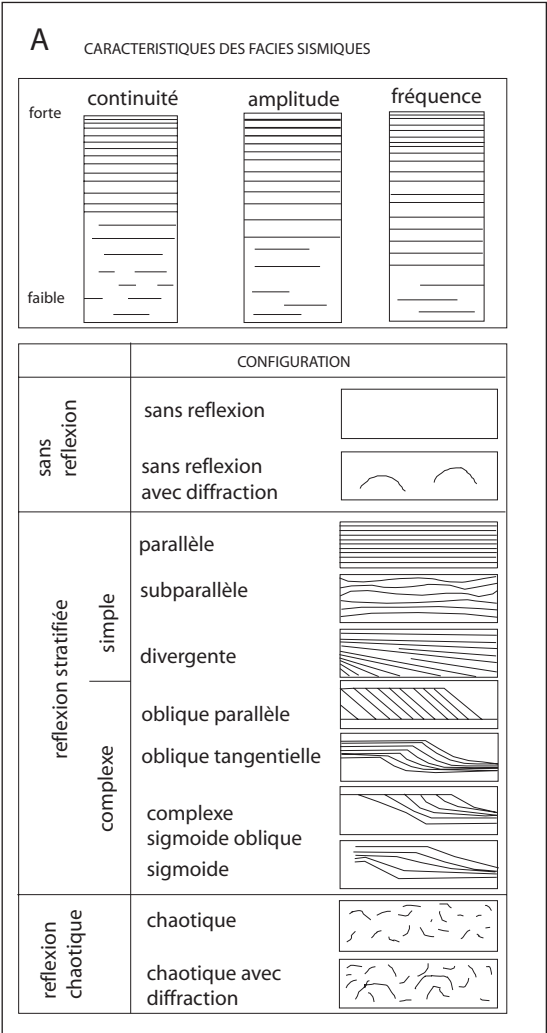
On distingue deux types de vallées submergées encore apparentes sur le fond de la mer. Le premier correspond à des vallées partiellement comblées situées dans la plupart des cas dans le prolongement des rivières actuelles. Elles sont préservées au toit du socle sur des platiers rocheux, à proximité de la côte ou plus au large sous l'isobathe –30 m mais il est souvent difficile de les suivre en continu. Ces vallées sont visibles dans la Baie de Concarneau, au Nord de la Basse Doun et de l'île de Groix, entre la basse Toulven et la basse Moullec, à l'Est de Belle-île et dans les Baies de Quiberon et de la Vilaine. Dans ce dernier secteur, elles sont localisées à la sortie du Golfe du Morbihan au niveau du passage de Teignouse, entre le plateau de la Recherche et le plateau St-Jacques, et enfin au sud-est de l'île d'Hoëdic (figure III.1). La continuité entre les vallées actuelles à terre et celles submergées est particulièrement bien visible à la périphérie des îles de Groix et de Belle-île (figure III.3). La morphologie héritée aujourd'hui submergée correspond donc bien à une morphologie de type continental.

Le second type de vallées correspond à des vallées préservées au toit des secteurs recouverts de sédiments et parfois réempruntées par des chenaux de vidange de marée. On les distingue à l'Ouest de l'île d'Arz (golfe du Morbihan), dans les Baies de Quiberon et de Vilaine, en amont du Passage de la Teignouse, au nord-ouest du plateau de l'Artimon et des Pinochets, ainsi qu'à l'embouchure des estuaires du Blavet, de la rivière de Pénérf et de la Vilaine. A titre d'hypothèse, dans le secteur du Mors bras et du Golfe du Morbihan, leur formation pourrait être liée aux conditions hydrodynamiques particulières de ces secteurs (figure III.2) où les courants de marée rotatifs et violents ($> 50 \text{ cm s}^{-1}$), comme au niveau du passage de la Teignouse et à l'entrée du Golfe du Morbihan (Vanne, 1977 ; Salomon & Lazure, 1988), provoquent la formation de chenaux de vidange. En revanche, l'embouchure des estuaires actuels, la morphologie de type chenalisante est plus probablement liée à l'action combinée des flux d'eau fluviale et des marées (flot et jusant).

B. ANALYSE ET INTERPRETATIONS DES DONNEES SISMQUES.

Les données sismiques ont été acquises au cours de plusieurs campagnes à la mer organisées dans le cadre du PRIR COTARMOR. Les données sismiques ont été acquises avec une source SPARKER et une source BOOMER. Les campagnes réalisées avec une source SPARKER ont commencé en juin 1998 avec la campagne GEOVIL qui a donné lieu à une publication par Proust *et al.*, 2001, dont l'essentiel est repris ici. Elles se sont poursuivies avec la campagne GEODET en juin 2000 et puis GEOBLAVET en septembre 2001. Ces campagnes SPARKER ont été complétées par deux missions avec une source BOOMER, la mission BINGOLAINE en juillet 2000 à l'entrée de la Vilaine (Menier *et al.*, 2001) et la mission GEOGOLFE en juin 2002 dans le Golfe du Morbihan (figure II.3).

L'analyse des données sismiques et leur interprétation ont été menées en suivant les principes proposés par Mitchum *et al.* (1977), Vail *et al.* (1977), Sangree and Widmier (1977), Ravenne (1978), Roksandi'c (1978), Shériff (1980) et Bouma *et al.* (1987), (tableaux III.2 & III.3). Nous avons ainsi distingué 13 faciès sismiques (tableau III.2) dont l'assemblage compose 8 unités sismiques (tableau III.3). Une unité sismique est définie sur la base de trois critères principaux qui comprennent (1) la terminaison des réflecteurs internes contre les limites d'unités (onlap, toplap, downlap, troncature et concordance), (2) la configuration des réflexions internes et (3) la forme externe de l'unité (Mitchum *et al.*, 1977). Les 8 unités sismiques sont décrites chronologiquement de la plus ancienne (U1) à la plus jeune (U8).



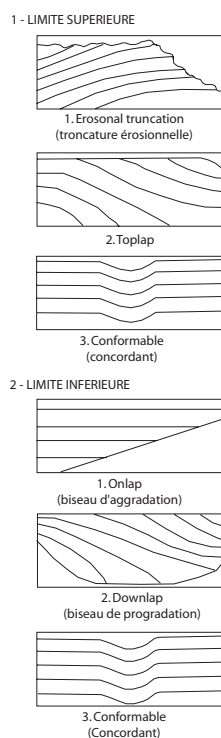
A) Caractères sismiques.

B	Faciès sismiques	continuité	amplitude	fréquence	Configuration
	Fs1	très faible	-	-	chaotique
	Fs2	faible	forte	moyenne à faible	chaotique
	Fs3	forte	moyenne à forte	moyenne	parallèle
	Fs4	moyenne	moyenne	moyenne à forte	progradante à aggradante oblique parallèle
	Fs5	faible	moyenne à faible	moyenne à forte	sigmoïde en auge
	Fs6	moyenne	moyenne à forte	moyenne	oblique parallèle à subparallèle
	Fs7	faible	faible	faible	oblique tangentielle à parallèle progradante à aggradante chaotique (bordure)
	Fs8	moyenne	moyenne	moyenne	oblique-parallèle, oblique-tangentielle passant à sub parallèle
	Fs9	faible	moyenne à forte	moyenne à forte	oblique-parallèle d'angle faible à divergent localement chaotique
	Fs10	moyenne à forte	moyenne à forte	moyenne à forte	oblique-sigmoïde à oblique parallèle
	Fs11	moyenne à forte	moyenne à faible	moyenne à forte	simple subparallèle à divergente
	Fs12	moyenne	moyenne à forte	moyenne à forte	oblique parallèle d'angle faible
	Fs13	moyenne à forte	forte	forte	oblique-parallèle d'angle fort

B) Faciès sismiques

Tableau III.2 : Caractéristiques des principaux faciès sismiques rencontrés en Bretagne Sud

Relations types
Réflexions / Limites d'unités



Unités sismiques	surface limite inférieure	surface limite supérieure	faciès sismique	configuration des réflecteurs	
Us1	-	troncature	Fs1	socle acoustique	S u b s t r a t u m
Us2	downlap onlap ou concordante	troncature	Fs2	sigmoïde en auge agradant parallèle	
Us3	downlap, onlap	troncature	Fs3	agradante, parallèle	
Us4	downlap, onlap ou concordante	troncature toplap	Fs4	progradante à agradante oblique parallèle	
Us5	downlap, onlap ou concordante	troncature	Fs5 Fs6	sigmoïde en auge oblique parallèle à subparallèle	C o u v e r t u r e
Us6	downlap ou concordante onlap ou concordante	troncature	Fs7	oblique tangentielle à parallèle agradante à progradante chaotique (bordure)	
Us7	downlap ou concordante onlap ou concordante	troncature toplap	Fs8 Fs9 Fs 10	oblique parrallèle, oblique- tangentielle passant à sub parallèle oblique-parallèle d'angle faible à divergent localement chaotique oblique-sigmoïde à oblique parallèle	
Us8	troncature downlap ou concordante	troncature toplap concordante	Fs11 Fs12 Fs13	simple subparallèle à divergent oblique-parallèle d'angle faible oblique-parallèle d'angle fort	

Tableau III.3 : Caractéristiques des principales unités sismiques reconnues en Bretagne Sud

Toutes ces unités peuvent être aperçues de manière synthétique sur des profils de Baie de Vilaine (figures III.4A-B), à la sortie de la rivière d'Étel (figure III.5), de la Baie de Lorient (figure III.6) et de la Baie de Concarneau (figure III.7A-B).

Deux types d'unités dans ces données sismiques peuvent être distinguées. Il s'agit des unités du substratum et des unités de couverture. Les unités sismiques du substratum (unités 1 à 4) sont séparées des unités de couverture (unités 5 à 8), par une discontinuité jalonnée par des vallées.

1. Les unités sismiques du substratum des vallées

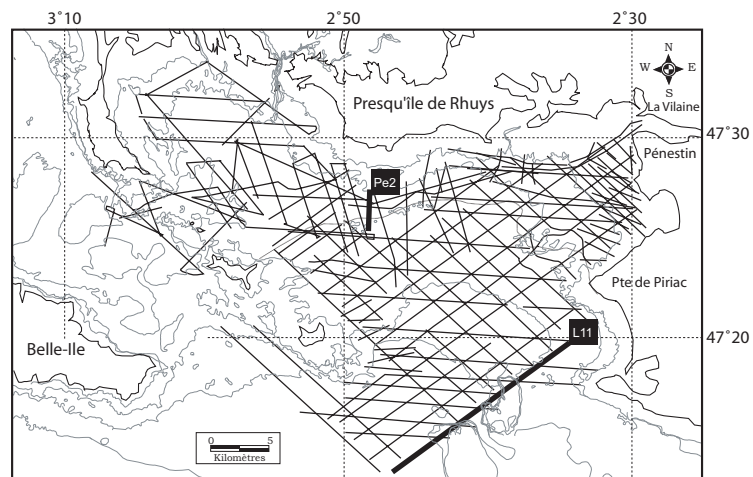
Il sera décrit la nature des unités sismiques du substratum ainsi que leur surface topographique au toit et à la base des différentes unités.

1.1. Nature des unités sismiques

a. Unité sismique 1

L'unité sismique 1 (U1) est limitée au sommet par une surface de troncature. Sa base est masquée par les réflexions multiples. Elle est exclusivement composée du faciès sismique Fs1 (tableaux III.2 & III.3, figure III.8a). Les réflexions internes montrent une configuration chaotique d'allure discontinue et incohérente, avec de nombreuses hyperboles de diffraction de courtes longueurs d'ondes.

L'unité sismique 1 forme la base de tous les profils sismiques observés. Elle constitue le socle cristallin sur lequel reposent les autres unités sismiques (figures III.14, III.15 & III.17). Les réflexions extrêmement discontinues et incohérentes peuvent représenter l'image de roches massives, dépourvues de macrolitages, telles des roches magmatiques ou métamorphiques. Les nombreuses hyperboles de diffractions ressemblent aux réflexions observées le long de plans inclinés qui pourraient correspondre à des structures de déformation (failles et plis). Ainsi, l'unité 1 est interprétée comme le socle varisque sud-armoricain composé de roches magmatiques et métamorphiques, faillées et déformées, formant le substratum des séries sédimentaires.



Plan de position des profils sismiques en baie de Vilaine

Sud

Nord

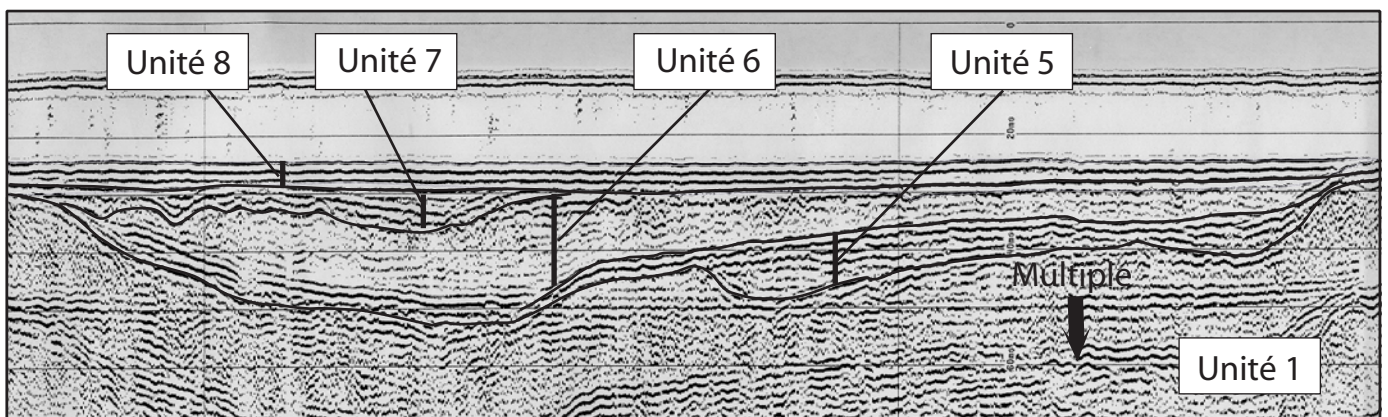
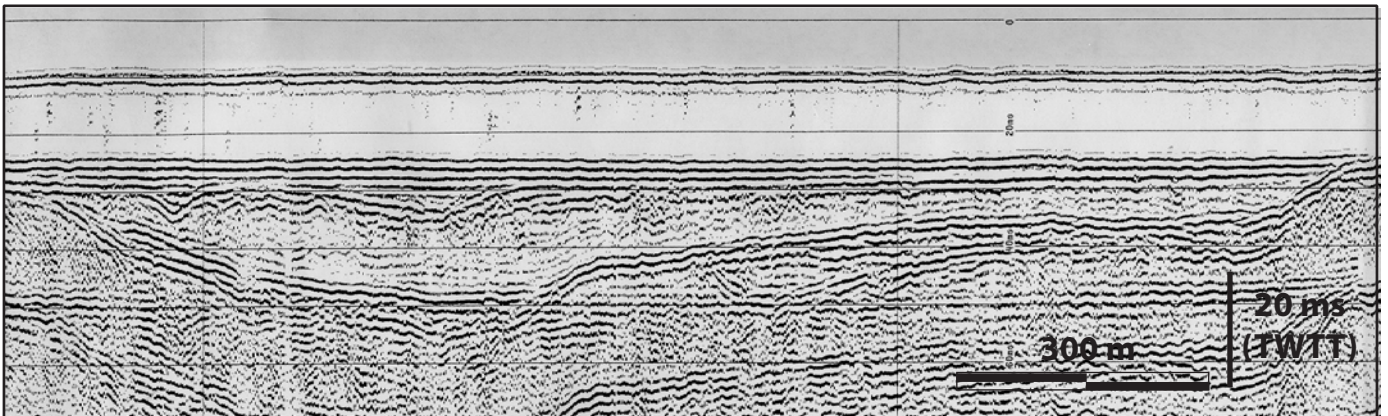


Figure III.4.A : Aspects brut et surligné du profil Pe2 (baie de la Vilaine) montrant l'organisation générale des différentes unités sismiques

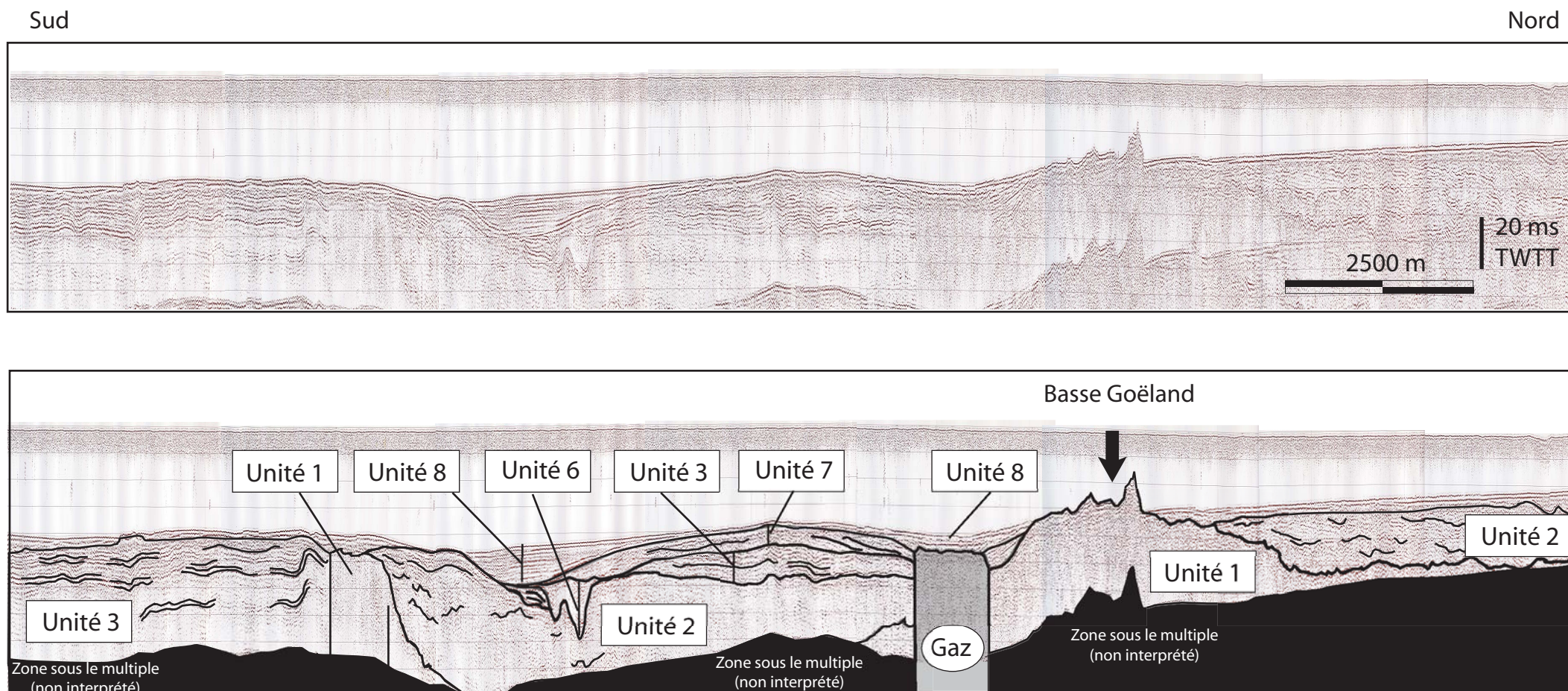
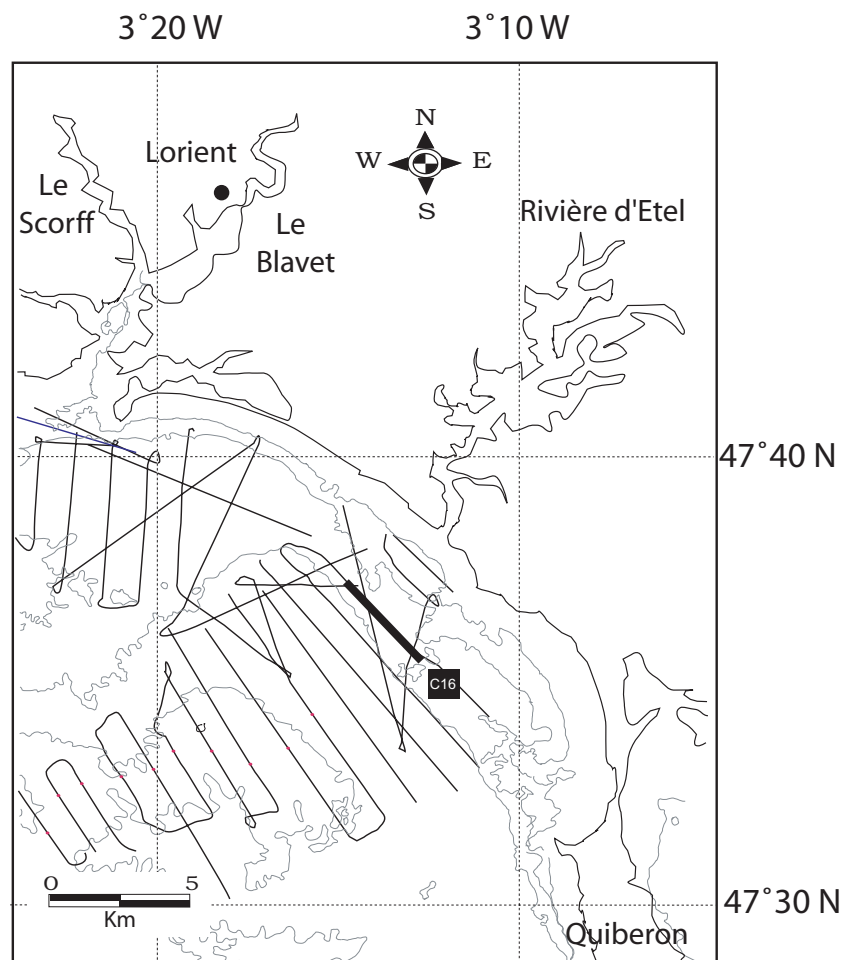


Figure III.4.B : Aspects bruts et surlignés du profil L11 (Baie de la Vilaine) montrant l'organisation générale des différentes unités sismiques et la position des principales failles



Plan de position des profils sismiques au débouché de la rivière d'Etel

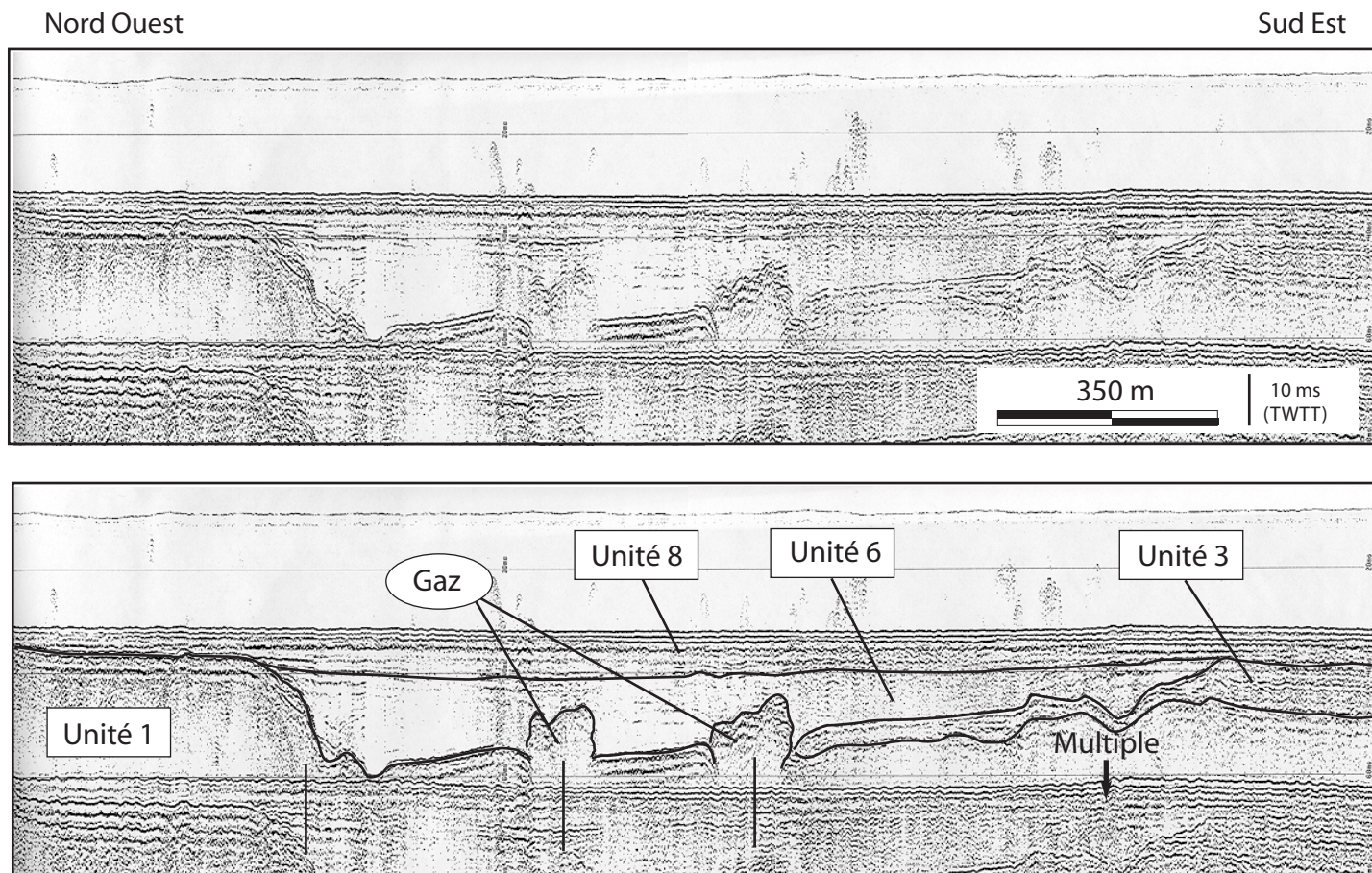
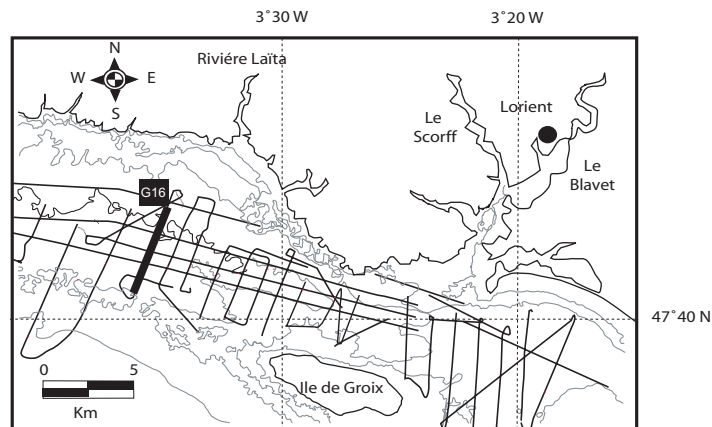


Figure III.5 : Aspects bruts et surlignés du profil C16 (secteur Etel) montrant l'organisation générale des différentes unités sismiques et la position des principales failles



Plan de position des profils sismiques en baie de Lorient

Nord

Sud

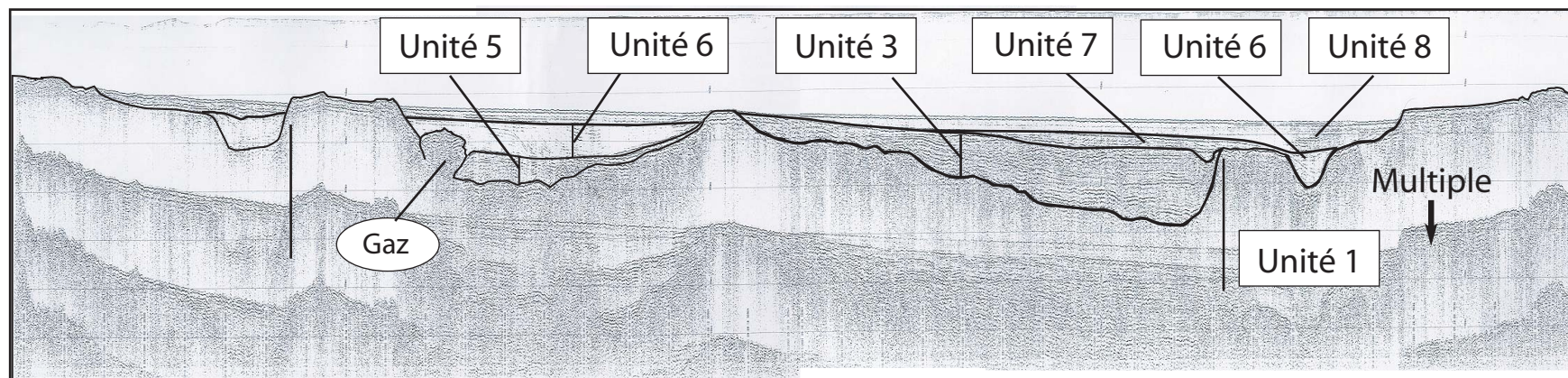
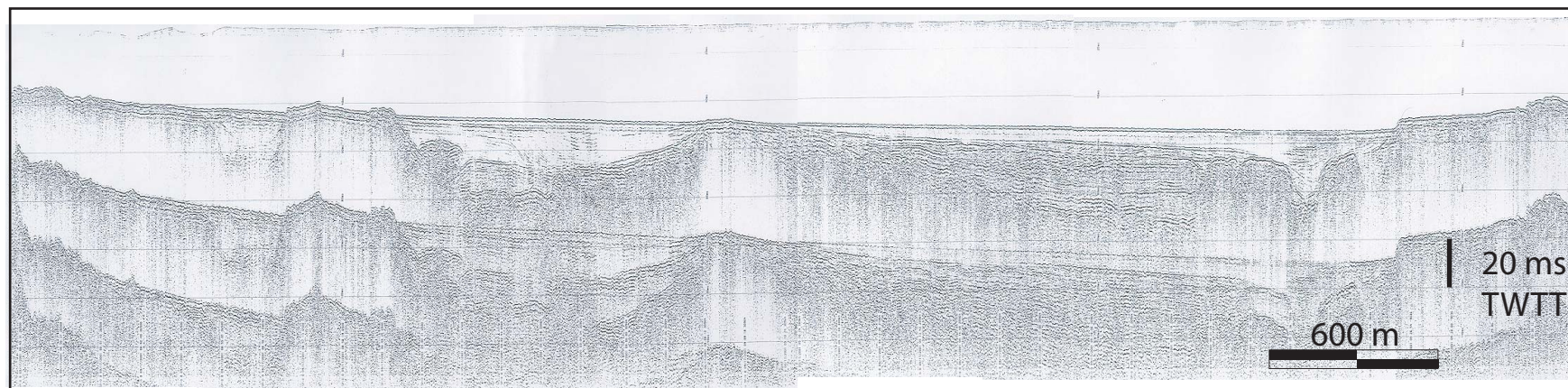
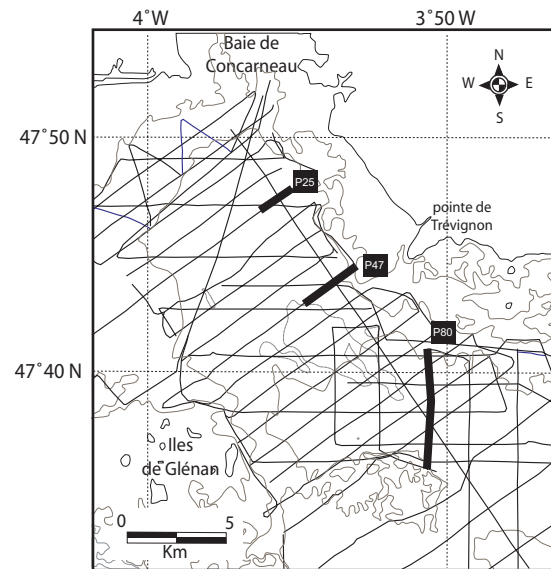


Figure III.6 : Aspects brut et surligné du profil G16 (baie de Lorient) montrant l'organisation générale des différentes unités sismiques et la position des principales failles



Plan de position des profils sismiques en baie de Concarneau

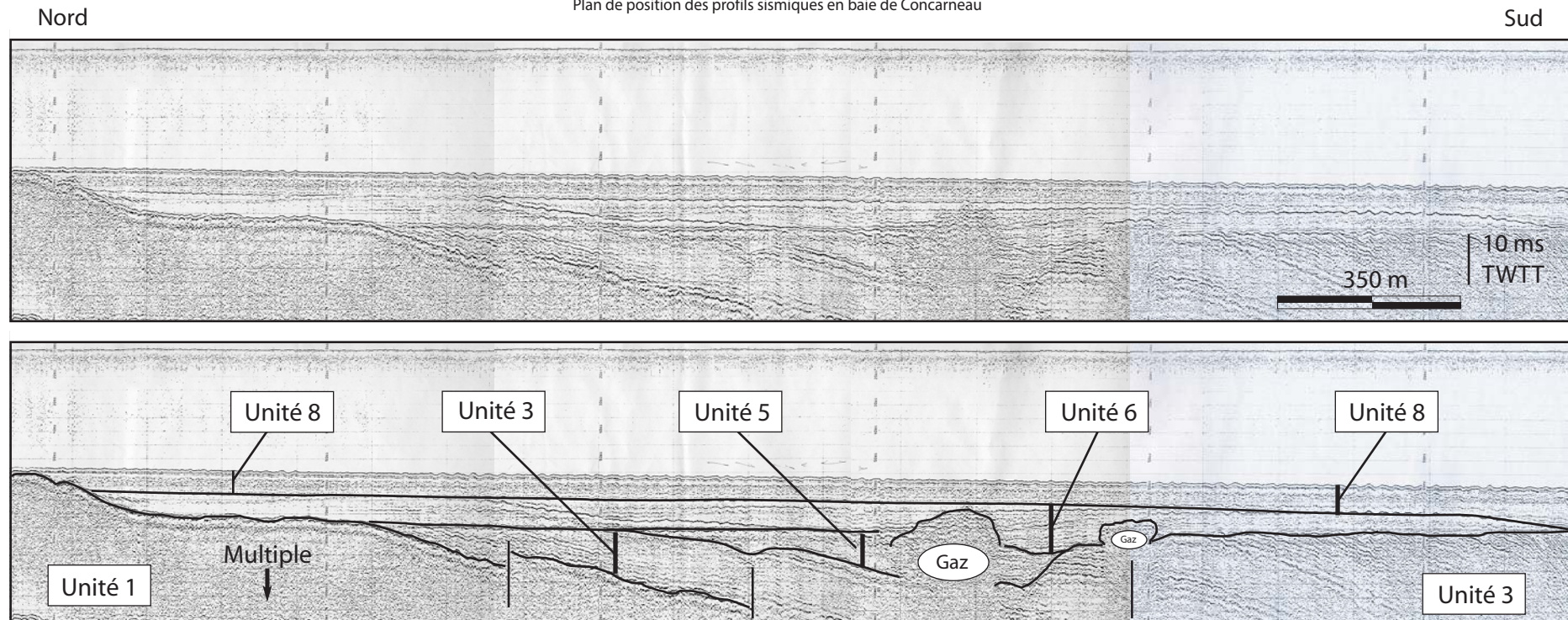
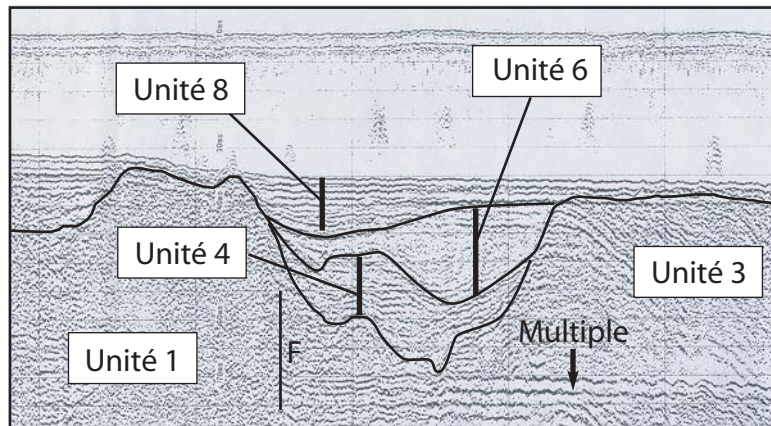
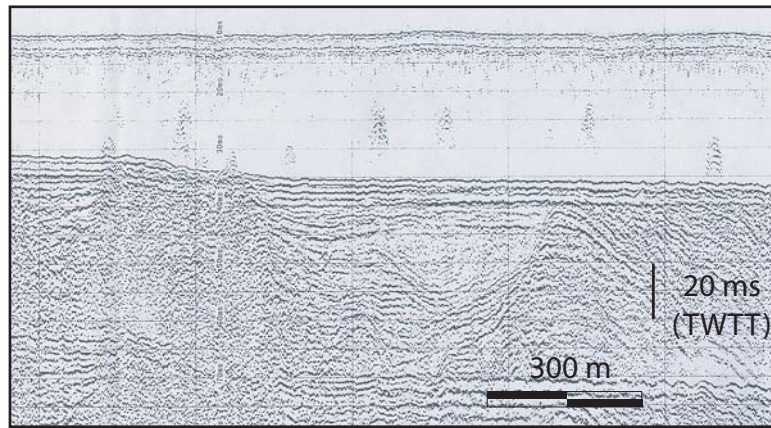


Figure III.7A : Aspects brut et surligné du profil P80 (baie de Concarneau) montrant l'organisation générale des différentes unités sismiques et la position des principales failles

Sud Ouest

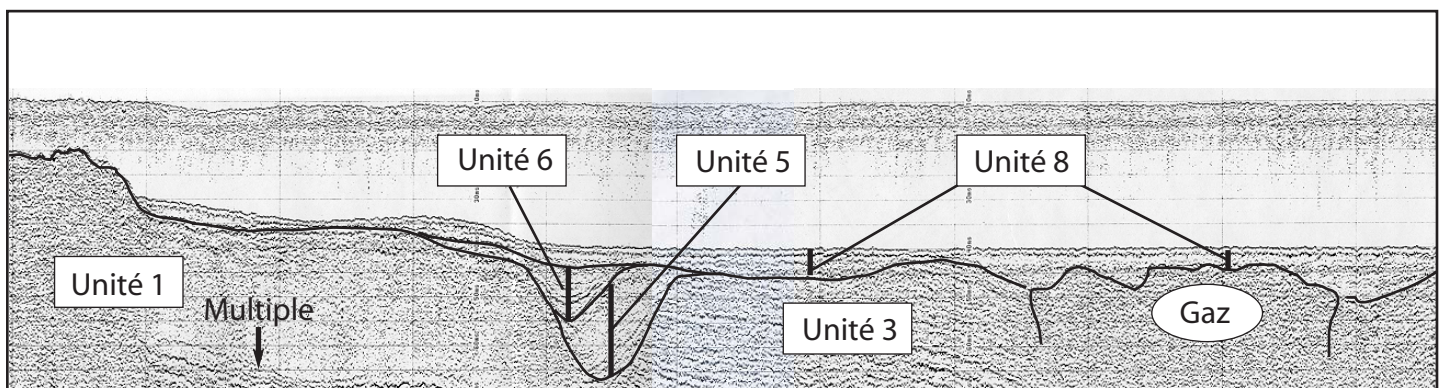
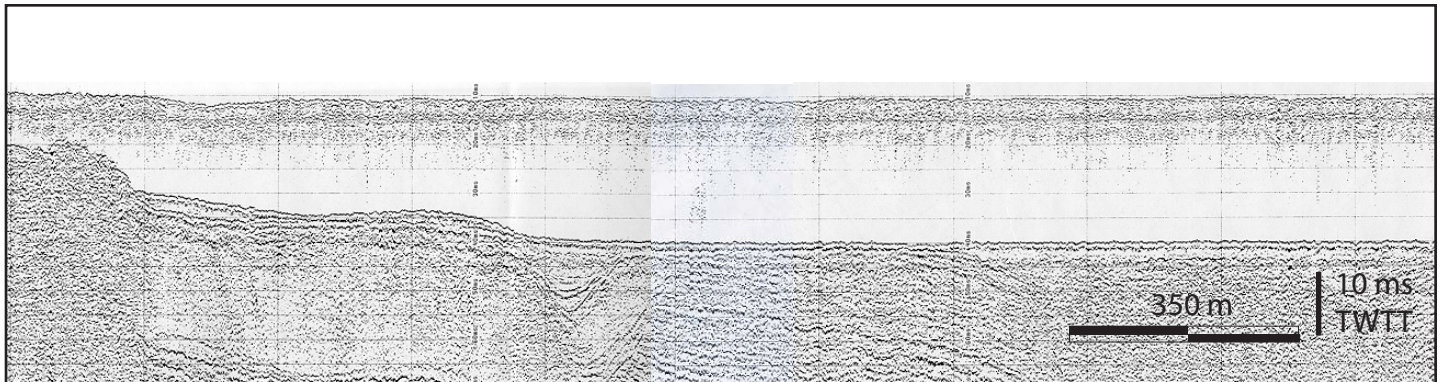
Nord Est



Profil P25

Sud-Ouest

Nord-Est



Profil P47

Figure III.7.B : Aspects bruts et surlignés des profils P25 et P47 (Baie de Concarneau) montrant l'organisation générale des différentes unités sismiques et la position des principales failles

b. Unité sismique 2

L'unité sismique 2 (U2) repose sur l'unité 1. Elle est reconnue en Baie de Vilaine (Sud de l'île Dumet et au nord-est du Plateau de l'Artimon) et dans le bassin de Concarneau au Nord des îles de Glénan (figures III.9). Son épaisseur acoustique est d'environ 20 ms TWTT. Elle est limitée à la base par une surface irrégulière localement angulaire à monadnocks et au sommet par une surface de troncature. Elle est composée du faciès Fs2 (Tableaux III.2 et III.3, figure III.8b,c). Les réflexions internes de continuité faible, d'amplitude forte et de fréquence moyenne à faible montrent une configuration discontinue, complexe, voire chaotique.

L'unité 2 repose sur le socle armoricain par l'intermédiaire d'une surface de troncature très irrégulière, localement angulaire et qui préserve des paléoreliefs. Les réflexions très discontinues, d'allure parfois très chaotique pourraient correspondre à des structures de glissement, des structures de remplissage de vallées ou de chenaux dans les zones faillées ou plissées (Ravenne, 1978). Il pourrait s'agir de séries détritiques discordantes (marines ou continentales). Ces dépôts correspondent à des dépôts ante Bartonien et pourraient être attribués aux formations yprésiennes décrites en Baie de Vilaine (Bouysse et Vanney, 1966), en Baie de Lorient (Port Louis ; Durand, 1960a), en Baie de Quiberon (Durand, 1960a), au large de Groix (Banc Bertin ; Delanoë & Pinot, 1974) et de la région de la Loire (faciès cuisien) ; la plupart d'entre eux caractérisent des dépôts marins peu profonds et détritiques où sont intercalés des faciès sidérolithiques (Borne, 1986).

c. Unité sismique 3

L'unité sismique 3 (U3) repose sur le socle armoricain (U1) et/ou des formations yprésiennes (U2). Elle forme les plateaux du Four et de l'Artimon en Baie de Vilaine, le Bassin de Gâvres au nord-est de Groix et l'essentiel du bassin de Concarneau (figure III.9). Son épaisseur acoustique est localement supérieure à 50 ms TWTT. Elle est limitée à la base par une surface d'onlap irrégulière à paléoreliefs, et au sommet par une surface de troncature ou de concordance. Elle est composée du faciès sismique Fs3 (tableaux III.2 & III.3, figure III.8d,e,f).

Les réflexions internes cohérentes subparallèles indiquent la présence d'une stratification de géométrie régulière. Cette unité montre une alternance caractéristique de paquets de réflecteurs dont la fréquence, l'amplitude et la continuité passent régulièrement de forte à faible. Cette caractéristique suggère l'alternance de faciès homolithiques et hétérolithiques qui pourrait correspondre à l'expression sismique de la superposition de paraséquences en domaine de plate-forme carbonatée. Ces formations gréso-calcaires ont été reconnues par sondages par Bouysse *et al.* (1966), Andreiff *et*

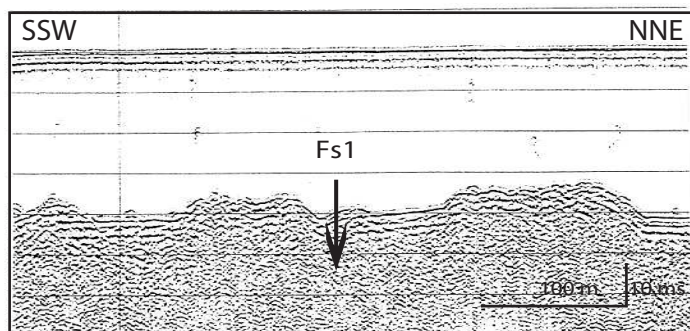
al. (1968) & Lefort (1975). Il s'agit pour l'essentiel de formations bartoniennes faillées, basculées et plissées (Robert, 1969 ; Delanoë *et al.*, 1975).

d. Unité sismique 4

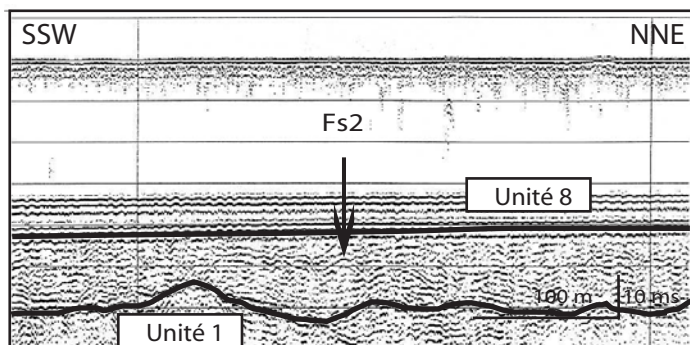
L'unité sismique 4 (U4) repose sur l'unité 3. Elle a été reconnue uniquement dans la partie orientale (figure III.9) de la Baie de Concarneau (Delanoë *et al.*, 1976 ; Loget, 2001). Son épaisseur est d'environ 20 ms TWTT. Elle est limitée à la base par une surface d'onlap, de downlap ou de concordance et au sommet par une surface de troncature ou de toplap. Elle est composée du faciès sismique Fs4 (tableaux III.2 & III.3, figures III.8 & III.7b). Les réflexions internes, de continuité moyenne, d'amplitude moyenne à faible et d'une fréquence moyenne à élevée, montrent une configuration complexe agradante à progradante à obliques parallèles à passé légèrement chaotique. L'unité 4 repose sur l'unité 3 par l'intermédiaire d'une surface irrégulière. Ce faciès indique des milieux à lithologies homogène à légèrement contrastées symptomatique de milieux de moyenne à faible énergie, à savoir des alternances argiles/sables (Ravenne, 1978). Ces configurations sont interprétée comme un ensemble de barres comblant progressivement les vallées préservées au toit de l'unité 3. Selon Loget (2001), l'unité semblerait affectée par de la déformation, sans en préciser l'origine.

Des sondages effectués dans le Nord de la Baie de Concarneau (figure II.2) recoupent avec une certaine imprécision de l'ordre d'une centaine de mètres les profils sismiques. Ces sondages ont révélé la présence de calcaires marins à Operculines d'âge oligocène supérieur (Delanoë *et al.*, 1976). Ces dépôts pourraient être de même âge et de même nature (Loget, 2001).

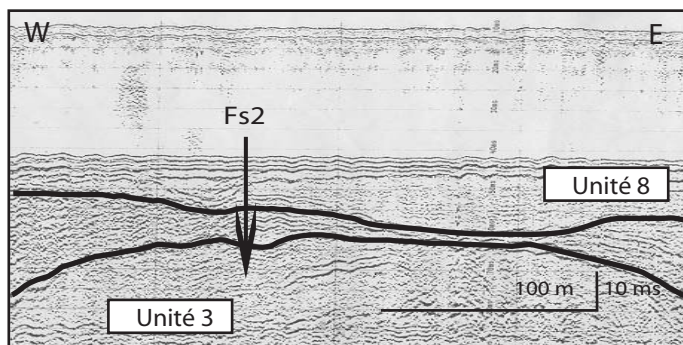
a - Unité 1 - profil L7 - Baie de Vilaine : socle cristallin



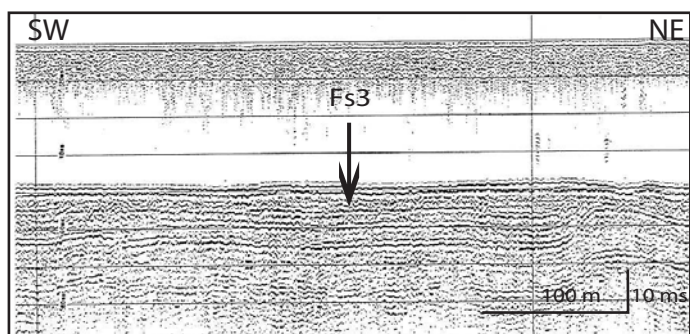
b - Unité 2 - profil E10 - Baie de Vilaine : Yprésien ?



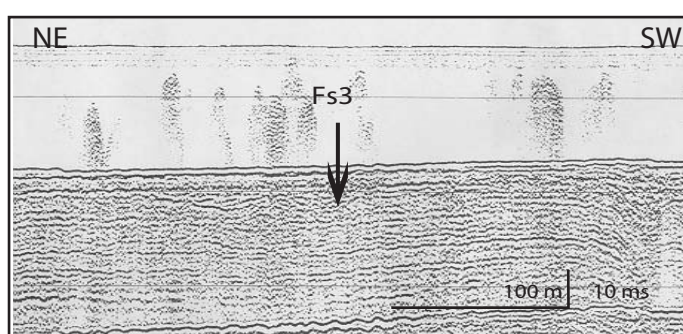
c - Unité 2 - profil P55 - Baie de Concarneau : Yprésien ?



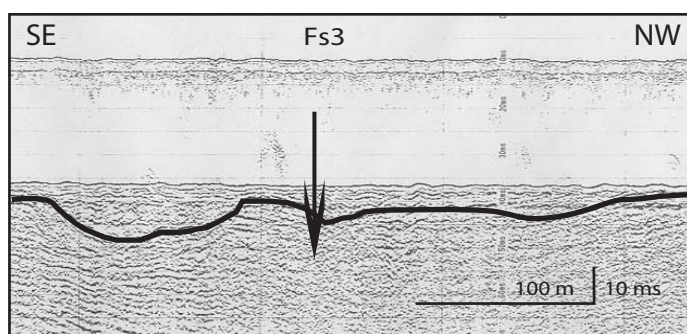
d - Unité 3 - profil L11 - Baie de Vilaine : Bartonien



e - Unité 3 - profil C10 - Baie de Lorient : Bartonien



f - Unité 3 - profil P58 - Baie de Concarneau : Bartonien



g - Unité 4 - profil P76 - Baie de Concarneau : Oligocène

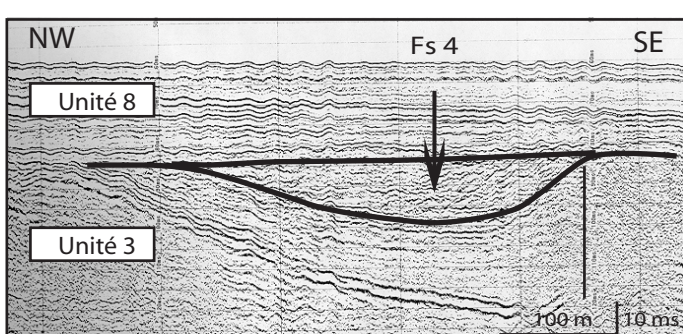


Figure III.8 : Inventaire des faciès sismiques du substratum

1.2. Géométrie des unités sismiques : cartes isobathes et isopaques

a. Carte en isobathes de l'unité 1 (socle)

- Baie de Quiberon et de Vilaine

La carte des isobathes au toit de l'unité 1 dans le secteur Quiberon-Vilaine reflète une topographie irrégulière à vergence vers le sud-est, et où deux secteurs peuvent être distingués (figure III.10A). Au nord-ouest (Baie de Quiberon), un secteur caractérisé par des profondeurs maximales de l'ordre de 25 ms TWT séparé du secteur sud-est par un axe de direction N30 (figure III.10A). Le second secteur correspond à un bassin dont les profondeurs peuvent atteindre à 40 ms TWT. Ce bassin est limité vers le Nord par les plateaux de la recherche et de l'île Dumet et vers le Sud par un haut fond orienté parallèlement aux îles de Houat-Hoëdic selon une direction N120. Les deux principales directions N30 et N120 sont interprétées comme des alignements structuraux d'héritage hercynien. Cette compartimentation en différents secteurs est accommodée le long d'accidents ayant joué au cours du Cénozoïque. Cette surface présente de nombreuses incisions, où des vallées étroites au Nord se distinguent de vallées plus larges vers le Sud.

- Embouchure de la rivière d'Etel

La carte des isobathes au toit de l'unité 1 à l'embouchure de la rivière d'Etel permet de distinguer au Nord un bassin en héli-graben limité à l'Est par une faille de direction N140 et au Sud par un haut-fond (figure III.11A). Ce bassin comprend deux zones, l'une au nord-ouest atteignant des profondeurs de l'ordre de 60 ms TWT et l'autre au sud-est. Vers le sud-est, on note la présence de deux hauts-fonds, séparés par une vallée, correspondant aujourd'hui à la basse Toulven et au Plateau des Birvideaux (figure III.11A). Cette région située dans le prolongement de la rivière d'Etel présente une zone affaissée au nord-est et une zone en relief au sud-ouest. Des mouvements tectoniques accommodés le long d'accidents de direction N140 pourraient expliquer cette topographie à trois hauts-fonds et un bassin.

b. Carte en isobathes au toit de l'unité 2 (Yprésien)

- Baie de Quiberon et de Vilaine

La carte des isobathes au toit de l'unité 2 dans la Baie de Quiberon montre une légère remontée des isobathes à l'Ouest et un plongement des isobathes à l'Est, laissant paraître un comblement différentiel à l'Est, un surcreusement à l'Ouest avec l'isolement d'un nouveau bassin.

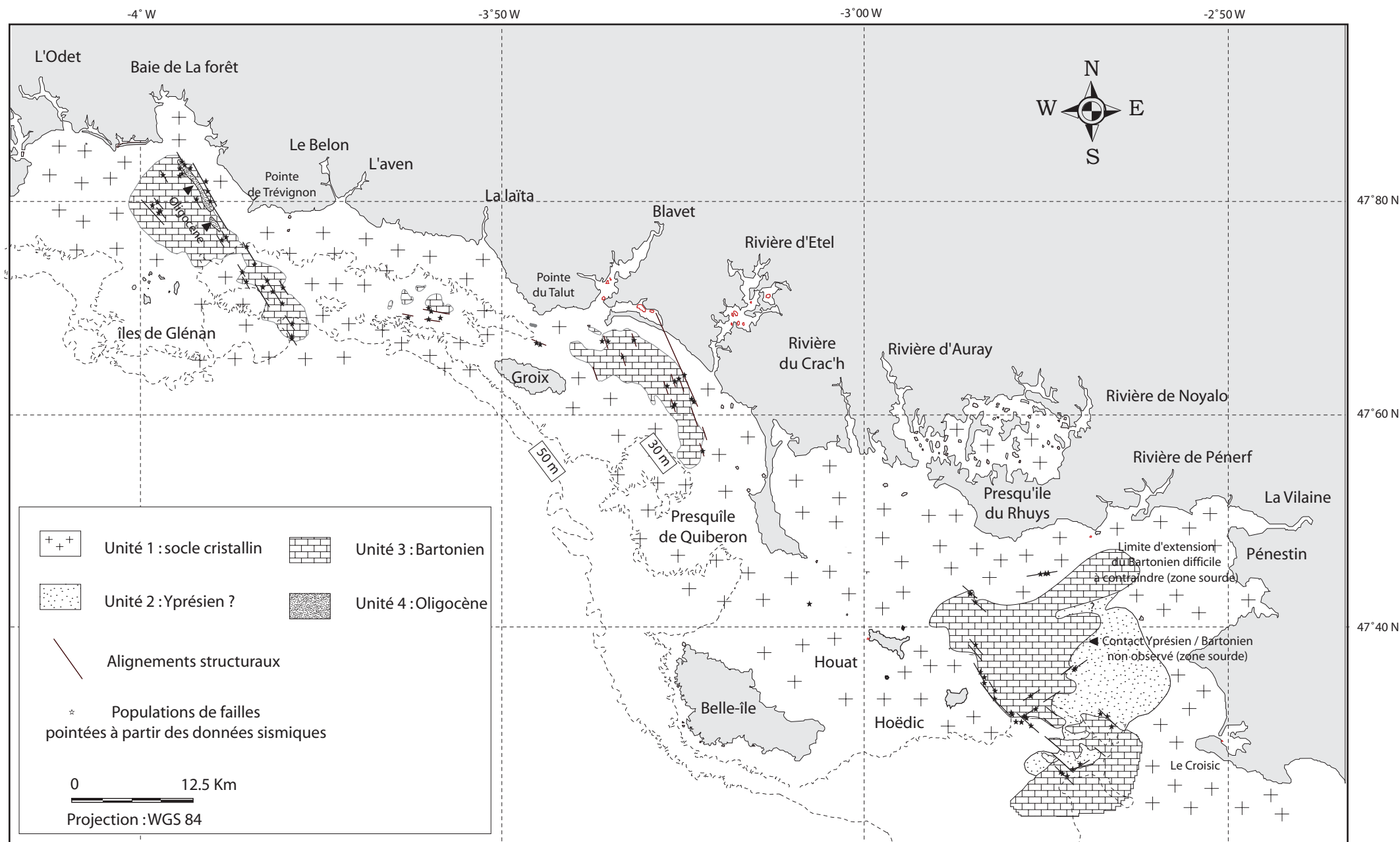


Figure III.9 : Cartographie des unités acoustiques de la couverture tertiaire du domaine côtier sud armoricain

Ce bassin reste limité au sud-est par un accident de direction N120 et vers le Nord par un ensemble de hauts-fonds (Plateaux de l'île Dumet et de la Recherche). Le bassin présente une morphologie asymétrique pouvant atteindre des profondeurs supérieures à 35 ms TWTT. La faille N120 qui disparaît au nord-est pourrait s'expliquer par son cachetage sous les sédiments (figure III.10B).

A titre d'hypothèse, cette nouvelle topographie pourrait résulter de la réactivation de failles dans un contexte en compression de direction NW-SE, associée aux déformations pyrénéennes.

c. Carte en isobathes au toit de l'unité 3 (Bartonien)

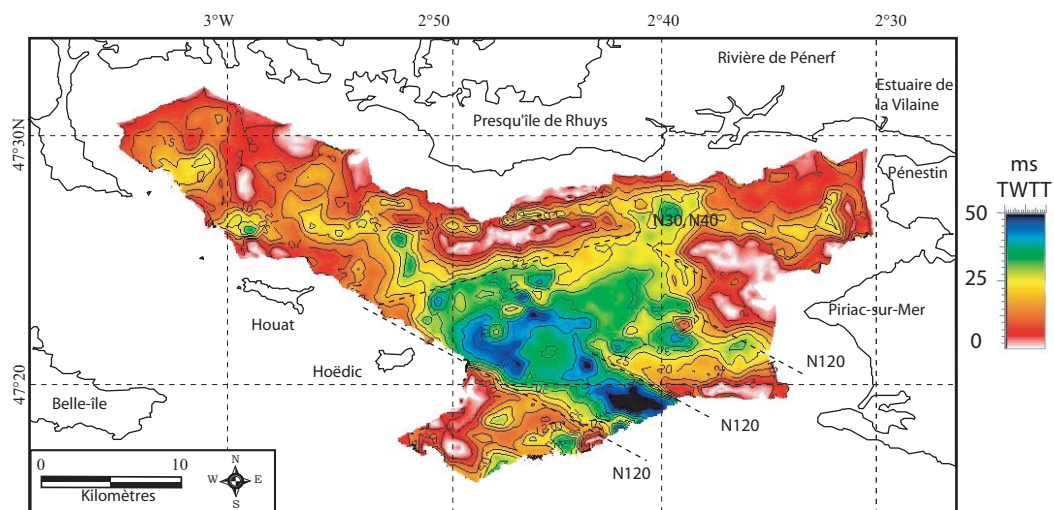
- Baie de Quiberon et de Vilaine

La carte des isobathes au toit de l'unité 3 montre toujours les mêmes traits topographiques généraux de l'unité sous-jacente au nord-ouest de la Baie de Quiberon, à l'exception du secteur Sud-est de la Baie de la Vilaine. Dans ce secteur, on note un comblement complet du bassin originel (Unité 1 ; figure III.11A). Ce plateau, aujourd'hui en « relief positif » limité au sud-ouest et au sud-est par deux accidents, l'un de direction N30, l'autre de direction N120, correspond au plateau de l'Artimon (figure III.10C). Des mouvements d'origine tectonique le long de ces accidents anciens sont probablement responsables de cette inversion de relief dans un contexte de déformation en compression et de direction NW-SE, entraînant la déformation de ces dépôts (figures III.4B & III.9).

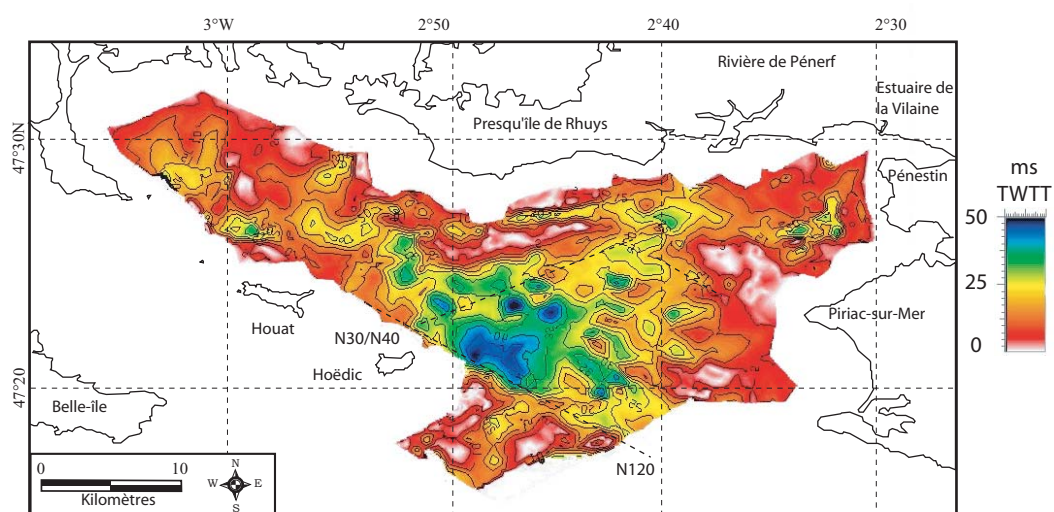
Au toit de l'unité 3, deux réseaux de vallées s'individualisent, l'un au Nord à écoulement est-ouest et l'autre vers le Sud, séparés par une ligne de partage correspondant à la limite entre les deux secteurs décrits précédemment. Cette limite passe au niveau du Plateau de l'île Dumet et du Plateau de la Recherche pour rejoindre l'île d'Houat. Une déformation d'origine tectonique pourrait être la cause de l'individualisation de deux bassins versants qui seront décrits dans les paragraphes suivants.

- Embouchure de la rivière d'Etel

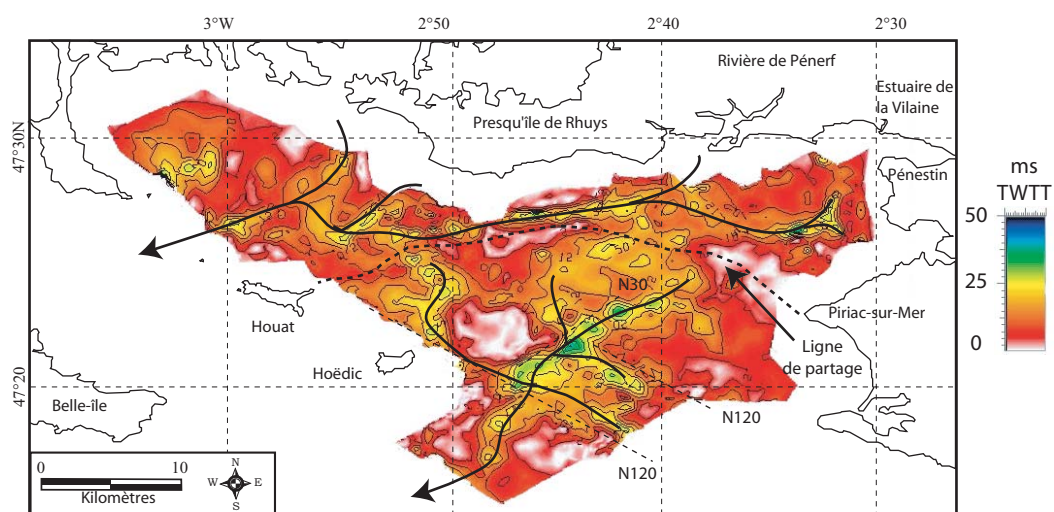
La carte des isobathes au toit de l'unité 3 présente une topographie irrégulière où les hauts-fonds décrits au toit de l'unité 1 sont encore présents. Les dépôts bartoniens occupent un bassin au nord-ouest. Ce dernier est limité vers le Nord par plusieurs petits accidents en relais de direction N140. Ces petits accidents semblent correspondre à une ou plusieurs réactivations de l'accident observé au toit de l'unité 1, entraînant la déformation des dépôts bartoniens (figures III.5 et III.11B). Au toit de cette unité, deux principales vallées sont identifiées, l'une prenant naissance dans l'axe de l'embouchure de la rivière d'Etel, pour rejoindre vers le Sud la seconde, à proximité de la Basse Toulven et du Plateau des Birvideaux.



A : Isobathes au toit de l'unité 1 (socle)

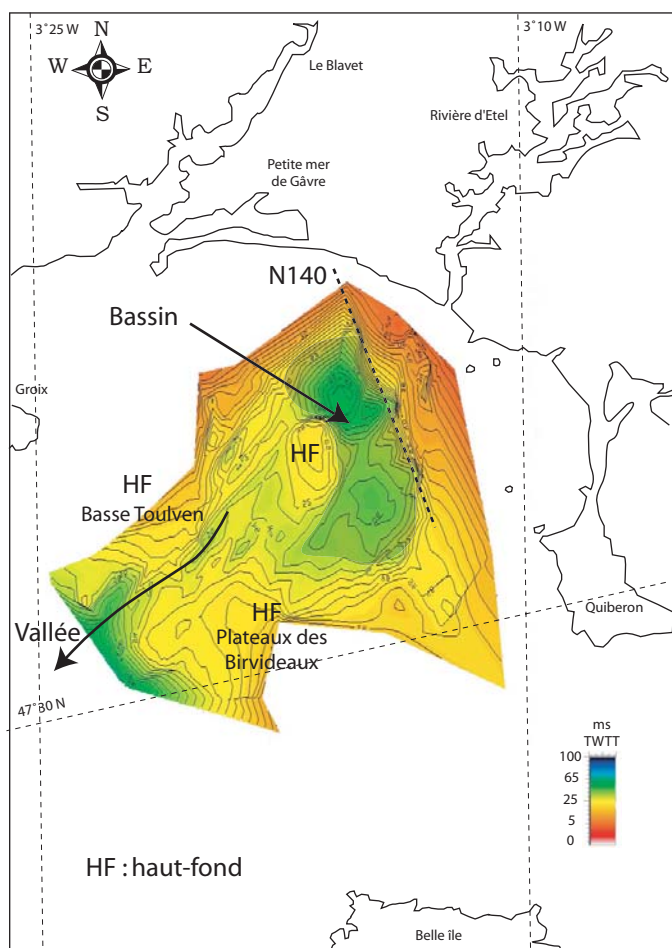


B : Isobathe au toit de l'unité 2 (Yprésien)

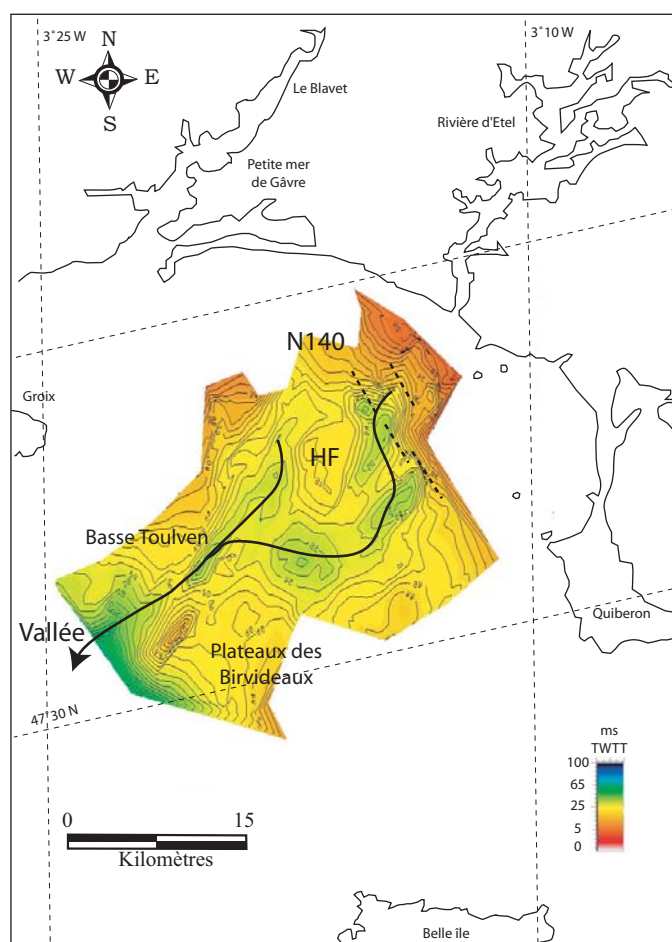


C : Isobathe au toit de l'unité 3 (Bartonien)

Figure III.10 : Reconstitution de la géométrie des surfaces des unités sismiques du substratum en baie de Quiberon et de Vilaine (les profondeurs sont exprimées en ms TWTT)



A : Isobathe au toit de l'unité 1



B : Isobathe au toit de l'unité 3 (Bartonien)

Figure III.11 : Reconstitution 3D de la géométrie des surfaces des unités sismiques (unités 1 & 3) du substratum à l'embouchure de la rivière d'Etel (les profondeurs sont exprimées en ms TWTT)

d. Carte des isopaques des unités 2 et 3 (formations tertiaires, Yprésien & Bartonien)

- Baie de Quiberon et Baie de Vilaine

La carte montrant la distribution des épaisseurs de l'unité 3 permet de mettre en évidence l'importance du remplissage dans deux bassins situés au nord-est et à l'Est d'Hoëdic. La puissance des dépôts peut atteindre 40 ms TWTT dans ces deux bassins séparés par un axe N30. Les deux bassins sont limités au Nord-est et au Sud-ouest par deux accidents de direction N120, le long desquels des mouvements tectoniques pourraient avoir permis la création d'espaces (figure III.12A).

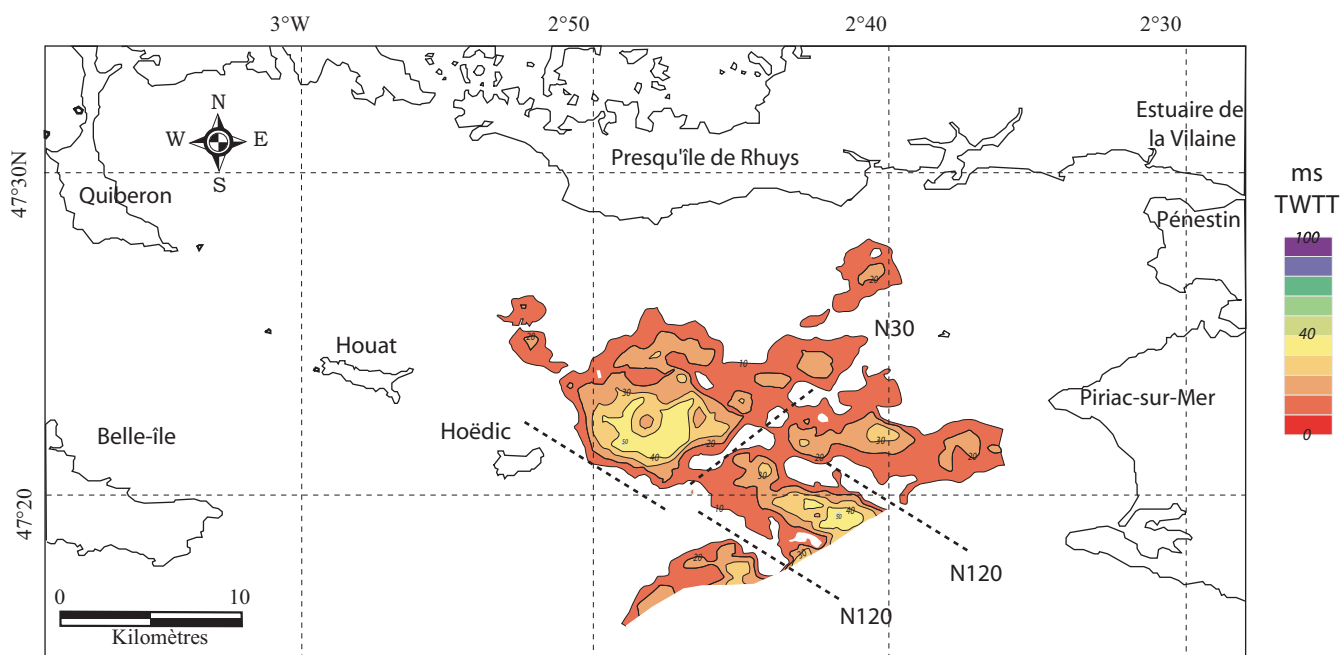
- Embouchure de la rivière d'Etel

Au Sud de la rivière d'Etel on peut distinguer deux secteurs : un secteur à l'Est caractérisé par une épaisseur maximale d'unité 3 (18 ms TWTT) et un secteur à l'Ouest où les épaisseurs restent plus faibles. Les dépôts s'organisent suivant un axe privilégié de direction N140 (figure III.12B).

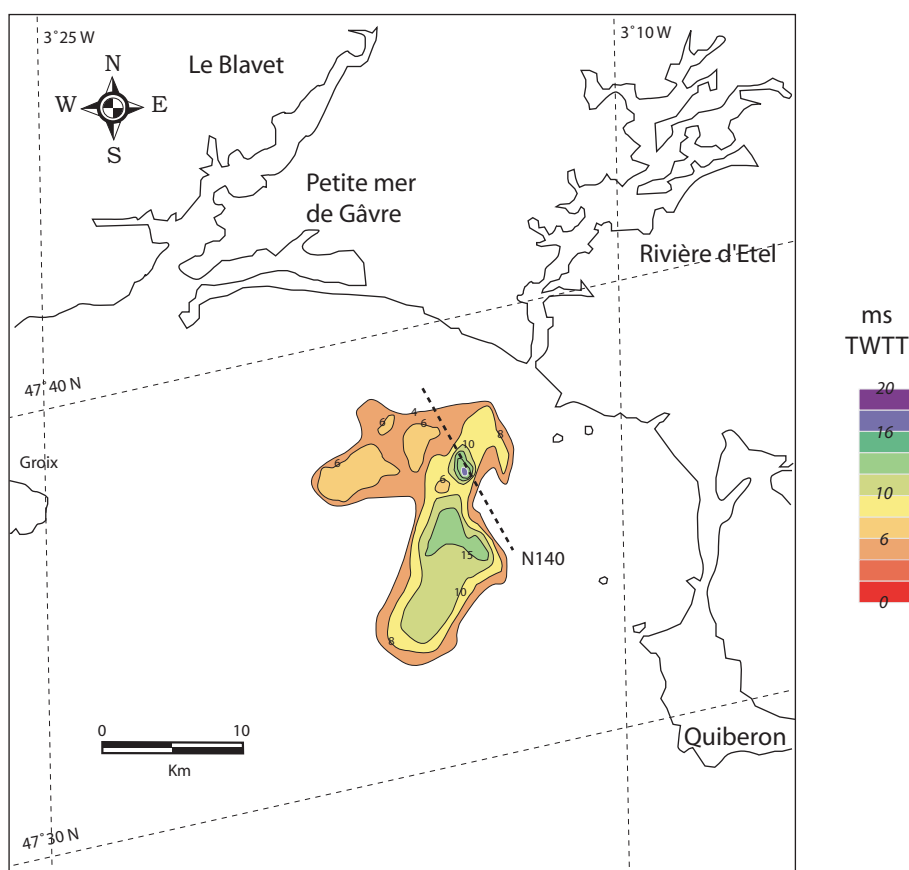
1.3. Conclusions

Le substratum sud-armoricain est caractérisé par le socle cristallin (unité 1) sur lequel reposent en discordance les formations tertiaires. Il s'agit des formations yprésiennes (unité 2) reposant directement sur le socle par l'intermédiaire d'une surface irrégulière érosive dont les caractéristiques topographiques pourraient correspondre à de larges vallées (figure III.4B). Elles ont principalement été mises en évidence dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine (figure III.9). Ces formations yprésiennes peuvent être surmontées de dépôts d'âge Bartonien. Les formations sédimentaires datées du Bartonien (unité 3) reposent en discordance, soit sur le socle cristallin, soit sur les formations yprésiennes par l'intermédiaire d'une surface d'érosion plus plane où aucune vallée importante n'est caractérisée (figure III.4B). Ces dépôts ont été mis en évidence sur l'ensemble de la zone d'étude et sont préservés principalement dans des bassins (figure III.9) et très localement dans de petites incisions (Sud de la petite mer de Gâvres). En Baie de Concarneau, des sables marins calcaires très fossilifères ont été rapportés à l'Oligocène supérieur (unité 4 ; figures III.7B & III.9) (Delanoë *et al.* , 1976). Ces sables remblaient des vallées orientées selon la direction N160 (système Kerforne), creusées à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène (Delanoë, 1988).

Les différentes unités sont donc séparées par des discontinuités érosives qui correspondent à des phases d'incision. Deux de ces phases d'incision (ante-yprésienne et Eocène/Oligocène) caractérisent des surfaces topographiques nettement marquées par des vallées (figures III.7B & III.9).



A : Carte isopaque de la couverture tertiaire en Baie de Quiberon et de Vilaine (unités 2 & 3)



B : Carte isopaque de la couverture tertiaire au Sud de la rivière d'Etel (unité 3)

Figure III.12 : Carte isopaches de la couverture tertiaire en Baie de Quiberon et de Vilaine (A) et au Sud de la rivière d'Etel (B)

2. Les unités sismiques de la couverture : les vallées

Il sera décrit les différents types de réseaux hydrographiques fossiles, ainsi que la morphologie générale des vallées en section longitudinale et transversales.

2.1. Morphologie de la surface de base des vallées

L'exploitation des données sismiques a permis de mettre en évidence plusieurs surfaces d'érosion. Parmi celles-ci, la surface d'érosion située au toit du substratum (socle cristallin et formations tertiaires) correspond à une discontinuité majeure. Elle est interprétée comme la surface de base des vallées fossiles sud-armoricaines.

Pour chacune des vallées fossiles (Odet, Blavet, Etel et Vilaine), on obtient (figure III.13) :

- le tracé des paléoréseaux
- le profil longitudinal du talweg
- le profil « topographique » moyen le long de la « ligne de crête » (bordures de la vallée)
- le profil bathymétrique actuel à l'aide du M.N.T. terre/mer
- les sections transversales des vallées espacées de 200 et 500 m.

Les profondeurs exprimées en ms (temps double) ont été converties en mètres en prenant comme loi de vitesse 1800m/s dans les sédiments (non lithifiés).

Les résultats devraient nous permettre de :

- mesurer et comparer l'intensité d'incision dans les différentes vallées
- comparer les intensités d'incision des différentes vallées
- estimer les différents niveaux d'incision préservés (terrasses)

Les profils longitudinaux et les sections transversales obtenus feront l'objet d'un examen montrant les corrélations spatiales possibles entre les différents profils et le contexte morpho-tectonique de la région étudiée.

Remarque : Le degré d'incertitude moyen est de l'ordre +/- 2 mètres. Il a fallu tenir compte de la marée (marnage), du pointé sismique (ordre du mètre) et de la résolution sismique (ordre du mètre).

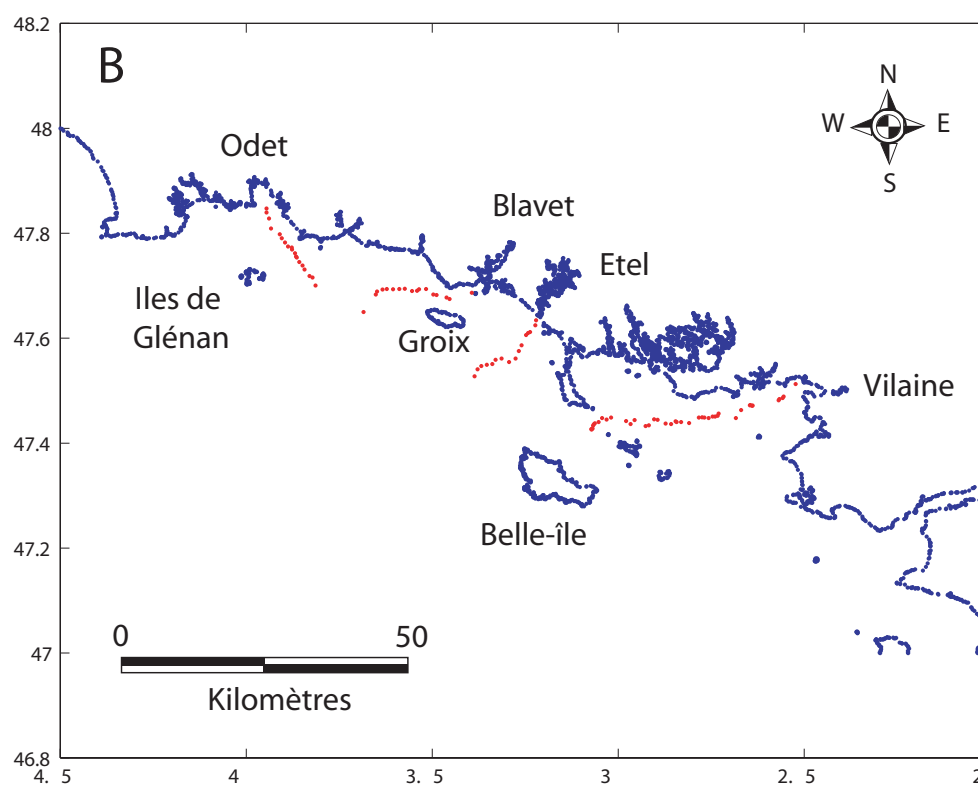
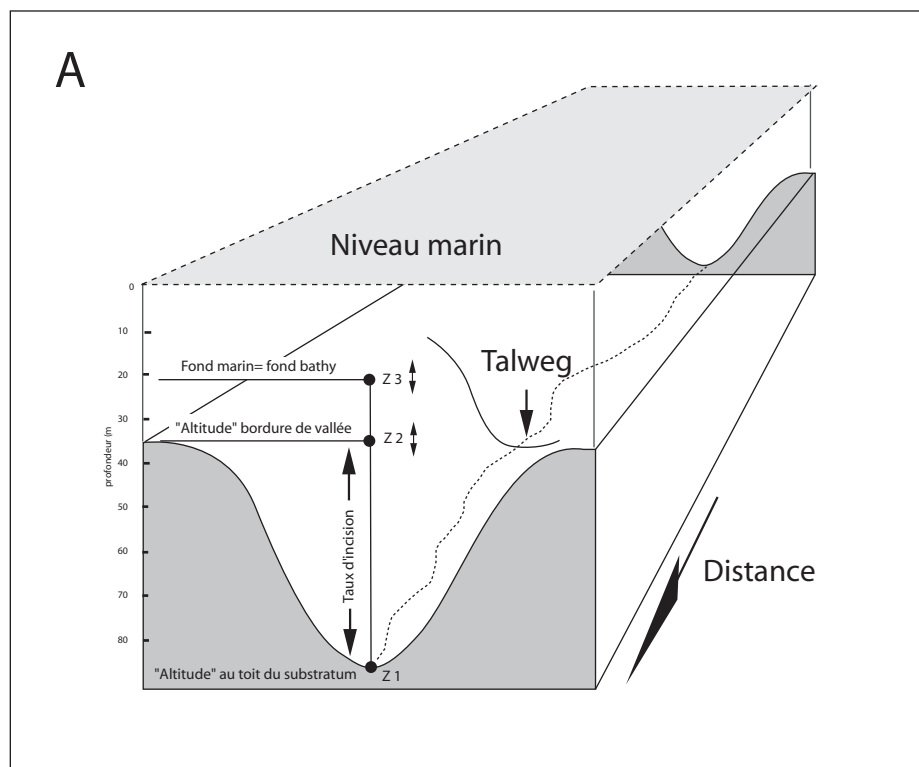


Figure III.13 : Méthodologie (A) et semis de points des talwegs des vallées fossiles sud-armoricains (B)

a. Forme des réseaux

Cinq réseaux hydrographiques submergés ont été cartographiés à partir des données de sismiques. Il s'agit du réseau de la Baie de Concarneau, du réseau Aven-Belon, du réseau Blavet-Laïta, du réseau Etel et du réseau Vilaine.

a.1. Le réseau de la Baie de Concarneau

La vallée de l'Odet et de ses affluents de la Baie de la Forêt au Sud des îles de Glénan définissent un réseau hydrographique ramifié à écoulement dirigé vers le Sud-est (figure III.14). Il est creusé dans le socle cristallin et les séries tertiaires. Deux principaux drains au cours sinueux sont mis en évidence, l'un prenant naissance au Nord de la Baie de Concarneau, l'autre au nord-est des îles de Glénan. Ils correspondent à des vallées relativement étroites d'une largeur comprise entre 200 m et 500 m. Ils se rejoignent plus au Sud pour ne former qu'un seul drain au cours plus rectiligne dans une vallée de plus de 4 km de largeur. Le modèle de drainage est de type parallèle rectiligne à semi-dendritique (Small, 1978). L'ensemble du réseau s'étend sur environ 165 km². L'orientation générale de ce réseau est principalement contraint par les failles de direction N150/160 (failles Kerforne) comme en témoignent plusieurs failles en relais de direction N160 parallèles aux principaux drains (figures III.1 & III.14).

a.2. Le réseau Aven-Belon

Ce réseau de drainage d'orientation Est-Ouest est creusé dans le socle cristallin. Le drain principal, d'abord rectiligne, présente un coude relativement marqué à l'Ouest pour rejoindre le réseau « Baie de Concarneau ». Il s'écoule dans une vallée étroite de largeur moyenne d'environ 200 m. Le réseau occupe une superficie d'environ 36 km². Le cadre morpho-structural de ce secteur limite vers le Sud l'extension de ce réseau par la présence d'un haut-fond (Basse Doun) orienté selon une direction N120 (figures III.1 & III.14).

a.3. Le réseau Blavet-Laïta

Ce réseau présente une orientation globalement E-W jusqu'à son exutoire de direction NE-SO (fosse de Kornog). Il est creusé dans le socle cristallin et les terrains tertiaires. Trois drains majeurs peuvent être isolés, l'un prenant naissance à l'Est de Groix, le deuxième localisé à la sortie du Blavet et le troisième situé au Sud de la Laïta. Ces drains s'écoulent dans des vallées de largeur comprise entre 300 m et 1500 m en moyenne selon un tracé rectiligne à faiblement sinueux. Ils se rejoignent

vers l'Ouest pour n'en former qu'un seul, plus rectiligne et de direction NE-SO (passage de la fosse de Kornog). L'ensemble du réseau occupe sur une superficie d'environ 135 km².

Le modèle de drainage, de type parallèle à semi-dendritique présente une orientation et une extension limitée vers le Sud par le « Horst de Groix ». Ce réseau est également dépendant du cadre morpho-structural (figures III.1 & III.14).

a.4. Le réseau Etel

Ce réseau présente une orientation NE-SO (N30). Il est creusé en amont dans des formations tertiaires, puis vers le Sud dans les micaschistes de Groix. Deux drains majeurs sont mis en évidence dans la première moitié du réseau, l'un à la sortie de la rivière d'Etel, l'autre plus au Sud-ouest. Les drains s'écoulent dans des vallées de largeur comprise entre 200 m et 1500 m selon un tracé sinueux à rectiligne et se rejoignent vers le Sud pour ne former qu'un seul. Ce dernier s'écoule dans une vallée étroite d'une largeur moyenne de 500 m. Ce réseau occupe une superficie d'environ 115 km². Le réseau de drainage, de type semi dendritique est évasé au Nord (multiples petits drains bien développés) évoluant vers le Sud en un réseau plus serré caractérisé par une seule vallée (figures III.1 & III.14).

a.5. Le réseau Vilaine

Deux réseaux hydrographiques submergés (Nord et Sud) ont été caractérisés : l'un en communication avec la Baie de Quiberon (secteur nord), l'autre avec la partie Sud de la Baie de Vilaine (secteur sud). Seul le système de drainage du secteur nord peut être décrit avec précision. En effet, la reconstitution des réseaux de drainage du secteur sud a été rendue difficile par la présence d'une zone sourde (gaz) qui masque souvent le fond des vallées.

Le système de drainage présente une orientation E-O puis NE-SW. Il est creusé dans le socle cristallin. Un drain majeur et ses trois principaux affluents ont été caractérisés (figure III.15). Ils s'écoulent dans des vallées présentant des variations latérales de largeurs comprises entre 300 m et 3000 m. Le drain majeur situé dans l'axe de la Vilaine peut être suivi depuis l'embouchure de la Vilaine au Passage de la Teignouse. Ce drain d'abord rectiligne, présente ensuite un cours à sinuosité plus marquée de type méandrique et se termine plus à l'Ouest, par un drain au cours à nouveau rectiligne à faiblement sinueux. Les trois principaux affluents prenant naissance en Baie de Quiberon rejoignent le drain principal en amont du passage de la Teignouse. Les affluents sont situés dans le prolongement des rivières de Crac'h, de St Philibert, de Vannes, etc. Ce réseau de drainage, rectiligne à l'Ouest à semi-dendritique à l'Est, occupe une surface de l'ordre de 305 km². Cet ancien

réseau de drainage est séparé du bassin versant du secteur sud par une ligne de crête aujourd'hui submergée passant au Nord-est de l'île d'Houat à la pointe de Piriac déjà visible et isolée au toit du substratum (figure III.15).

a.6. Conclusions

Les cinq réseaux hydrographiques occupent des surfaces comprises entre 36 et 305 km² et sont séparés par les lignes de partage des eaux. Les réseaux de drainage sont d'orientation EW ou NE-SW. L'orientation des réseaux et des principaux drains est contrôlée par le cadre morpho-structural. En effet, l'extension et le tracé des réseaux sont limités vers le Sud par la présence de hauts-fonds (figure III.1). Des lignes de crête séparent les différents bassins. La direction des drains semble être dépendante d'accidents tectoniques orientés selon trois directions (Vignerresse, 1988) :

- la direction N120, parallèle au cisaillement sud-armoricain
- la direction N150/160 (failles Kerforne)
- la direction N30

Des réajustements tectoniques pourraient être à l'origine de cette configuration (figure III.1).

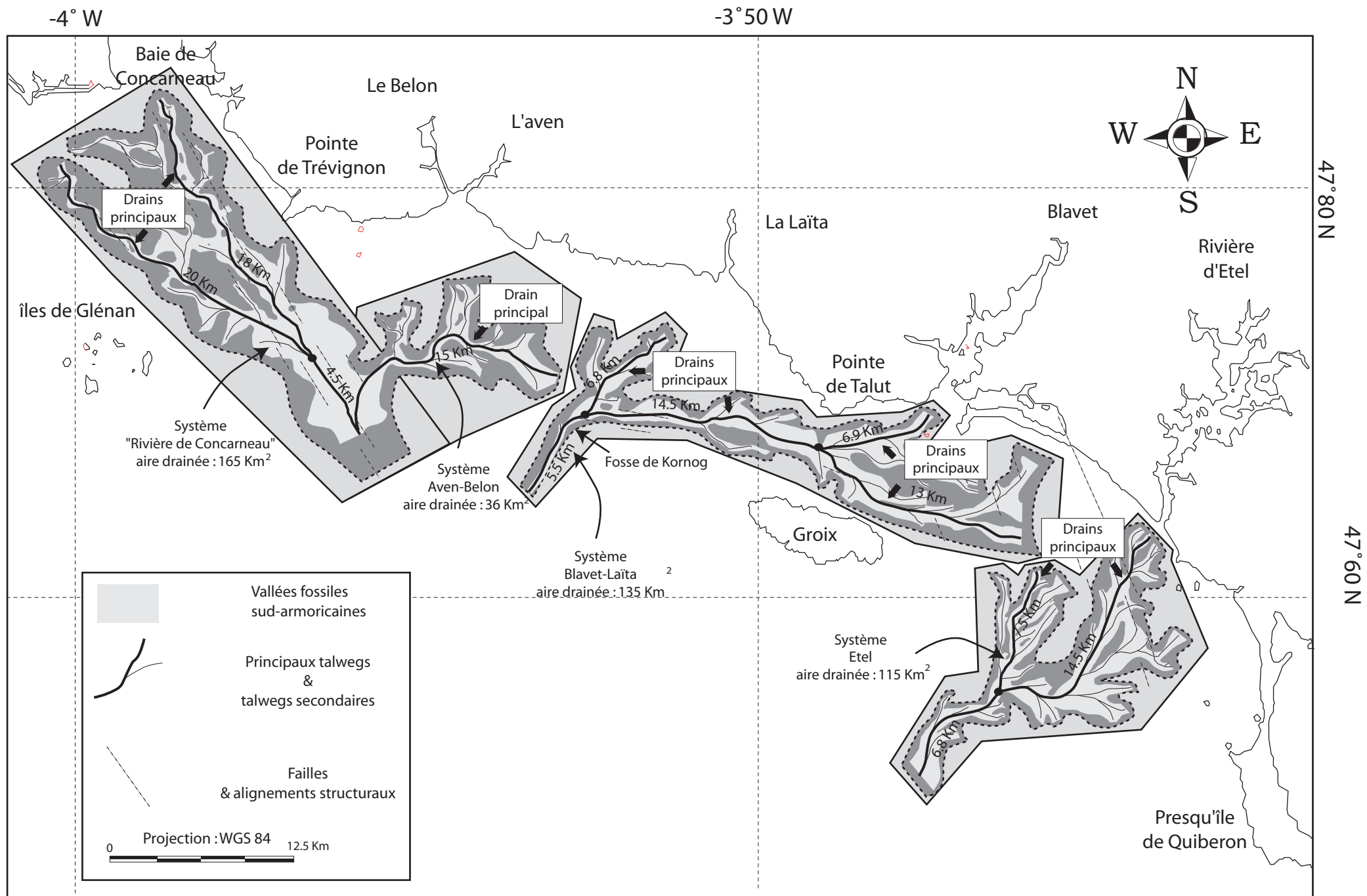


Figure III.14 : Cartographie des réseaux hydrographiques fossiles des systèmes : "rivière de Concarneau", Aven-Belon, Blavet, et rivière d'Etel.

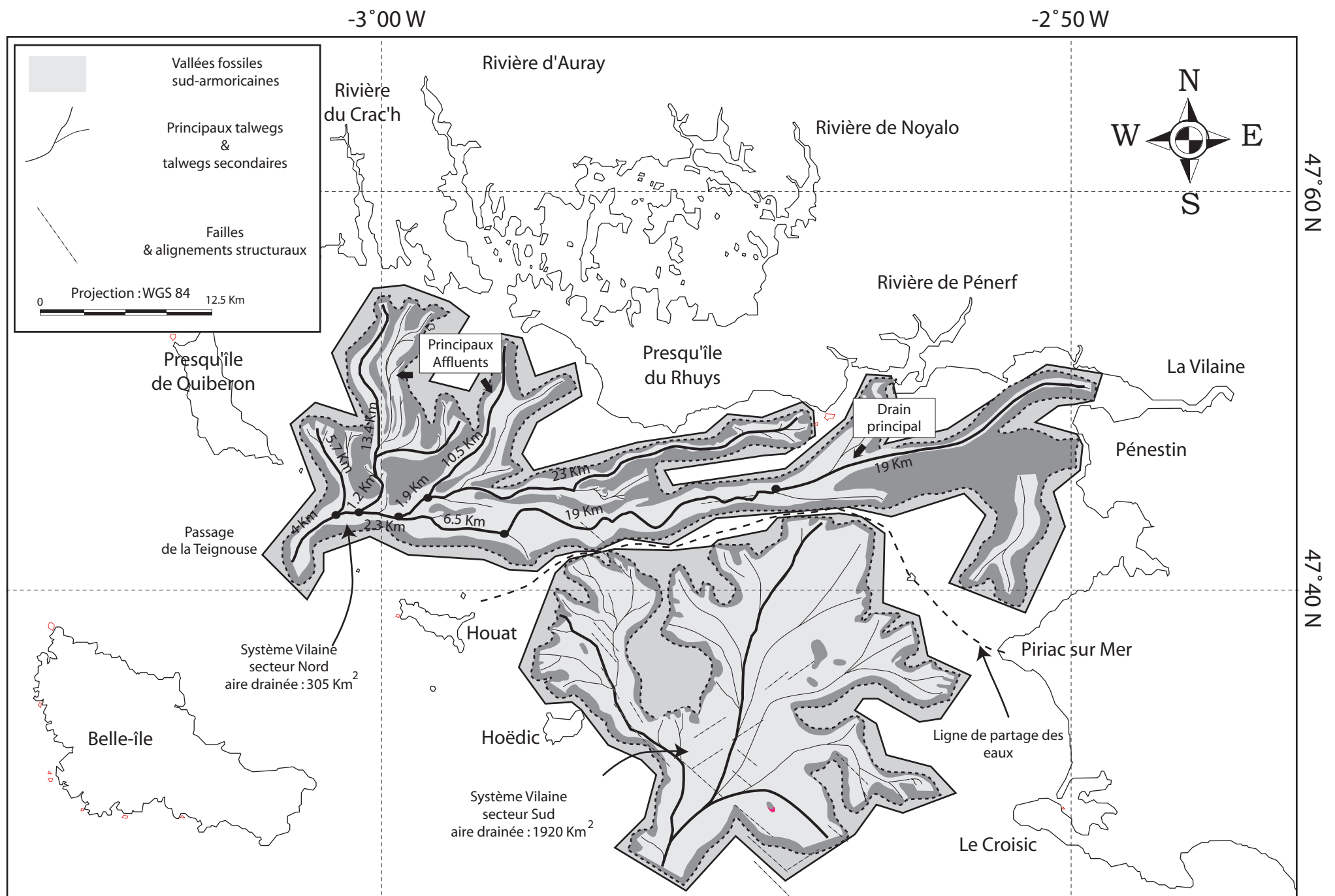


Figure III.15 : Cartographie des réseaux hydrographiques fossiles du système Nord-Vilaine et du système Sud-Vilaine

b. Profils longitudinaux des vallées

L'exploitation des données sismiques a permis d'obtenir le profil longitudinal du talweg, le profil « topographique » de la « ligne de crête » et le profil bathymétrique des quatre principales vallées des différents réseaux décrits précédemment.

b.1. Profil longitudinal et profil « topographique » de la Baie de Concarneau :

Le profil longitudinal apparaît très irrégulier, perturbé par la présence de seuils (ruptures de pente) de 2 à 20 m d'amplitude. Il passe d'une profondeur de 32 mètres à plus de 70 mètres sur 22 km. Ce profil est subdivisé en 9 sections dont les pentes varient entre 0.03 et 1.19 degrés (figure 16). Les sections peuvent être regroupées en deux ensembles, un premier correspondant aux anomalies « positives » à pente normale (sections 1-3-5-7-9) et un second correspondant aux anomalies « négatives » à pente inverse (sections 2-4-6-8).

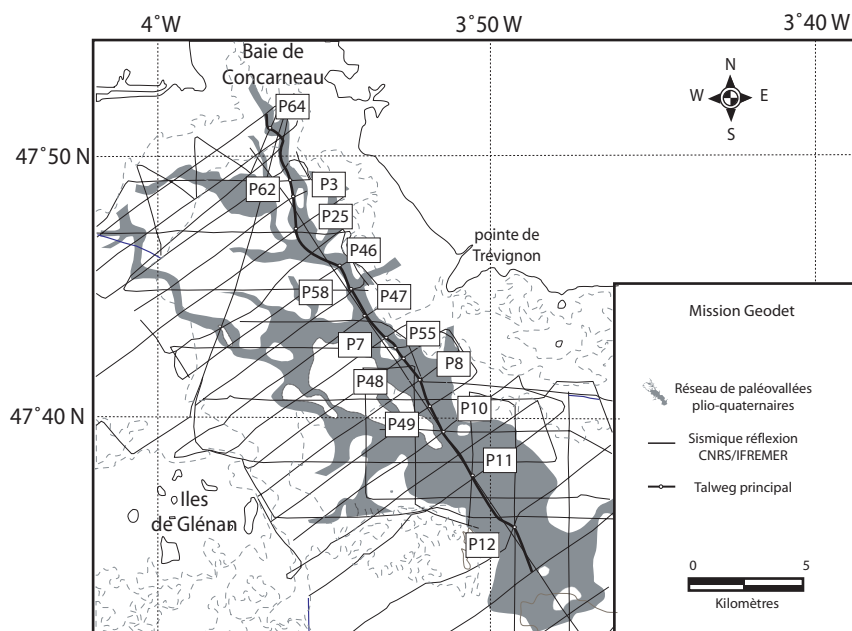
Ce profil longitudinal localisé le long des systèmes de failles « Kerforne » traverse 2 types de roches (calcaire et granite) et recoupe l'E.S.A. au niveau de la section 8. Ce profil présente plusieurs ruptures de pente dont quatre principales apparaissent encore bien exprimées. La première, située entre les sections 2 et 3, est caractérisée par une augmentation de la pente de l'ordre de 0.3 degré. La deuxième et la troisième sont situées respectivement entre les sections 4 et 5 et au niveau de la section 7. Enfin la dernière est située entre les sections 8 et 9.

Le profil topographique de la bordure de la vallée présente la même allure générale que le profil longitudinal.

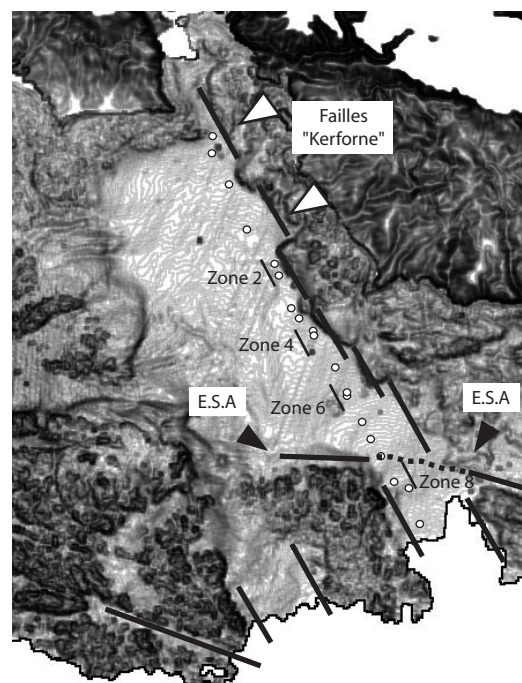
La section du profil topographique, située à l'aplomb de la section 4 du profil longitudinal, diffère : en effet, l'anomalie négative de la section 4 (0.83°), caractérisée par un surcreusement de l'ordre de 10 m, ne s'observe pas au niveau du profil topographique. Cette section, située à proximité de failles Kerforne (N160) correspond à une zone de convergence des drains. Ce surcreusement observé au niveau du profil longitudinal pourrait être dépendant de la dynamique érosive d'origine fluviale (figure III.16).

La section 8 du profil longitudinal présente une anomalie, caractérisée par un surcreusement de l'ordre de 10-12 m et enregistrée sur le profil topographique. Cette section, située en amont de l'E.S.A. présente une pente inverse de 1.19° . La déformation du talweg, enregistrée également sur le profil topographique pourrait résulter de la réactivation de failles de l'E.S.A. ; le déplacement vertical est estimé à 10-12 m.

La quantité d'incision est comprise entre 5 m au nord-ouest et plus de 35 mètres au sud-est.



A. Paléo-vallées et paléo-talwegs de l'Odet entre la côte et l'isobathe 40 mètres.



B. Semis de points (talwegs), alignements structuraux et localisation des zones 2, 4, 6, 8

Longueur vallée étudiée	22 Km
Variation de largeur de vallée	200 à 4000 m
Volume de sédiment dans la vallée principale	134 000 m ³
Taux d'incision (I)	10 < I < 40 mètres
Nombre de sections	9

C. Caractéristiques de la vallée principale

Numéro de sections	Pente (degrés)	Lithologie
Section 1	0.0554	Calcaire et granitoïdes
Section 2	0.0738	Calcaire et granitoïdes
Section 3	0.3925	Calcaire et granitoïdes
Section 4	0.83	Calcaire et granitoïdes
Section 5	0.033	Calcaire et granitoïdes
Section 6	0.15	Calcaire et granitoïdes
Section 7	0.45	Calcaire et granitoïdes
Section 8	1.19	Calcaire
Section 9	0.34	Calcaire

D. Nombre de sections, pente et nature des terrains traversés

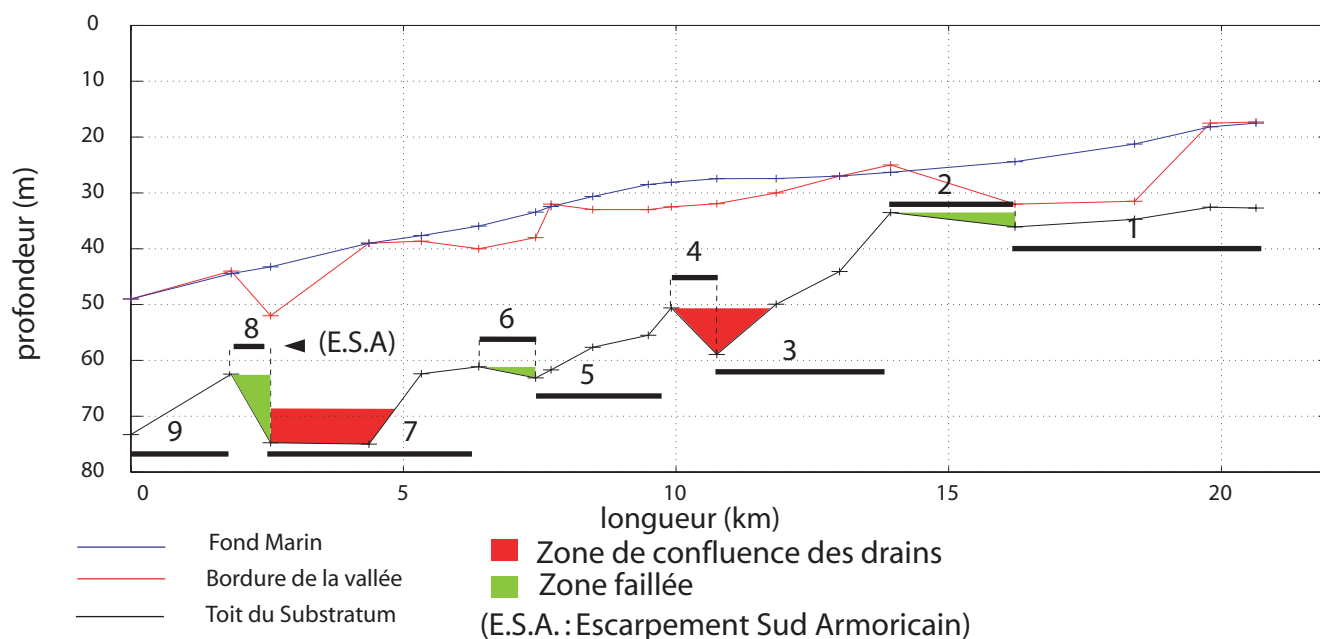


Figure III.16 : Profil longitudinal de la vallée principale en Baie de Concarneau et ses relations avec le cadre structural

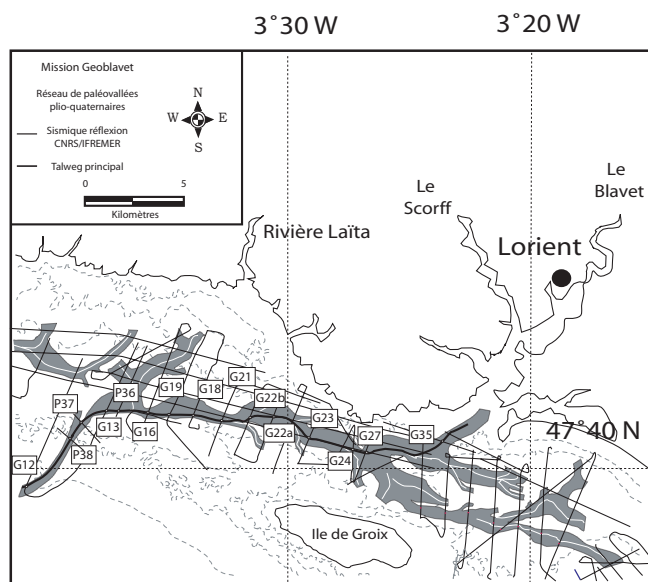
b.2. Profil longitudinal et profil « topographique » du Blavet :

Le profil longitudinal du Blavet apparaît très irrégulier, perturbé par la présence de seuils de 2 à 35 m d'amplitude (figure III.17). Il passe d'une profondeur de 22 m à plus de 65 m sur 27 km. Ce profil peut être subdivisé en 7 segments dont les pentes oscillent entre 0.03 et 0.42 degrés.

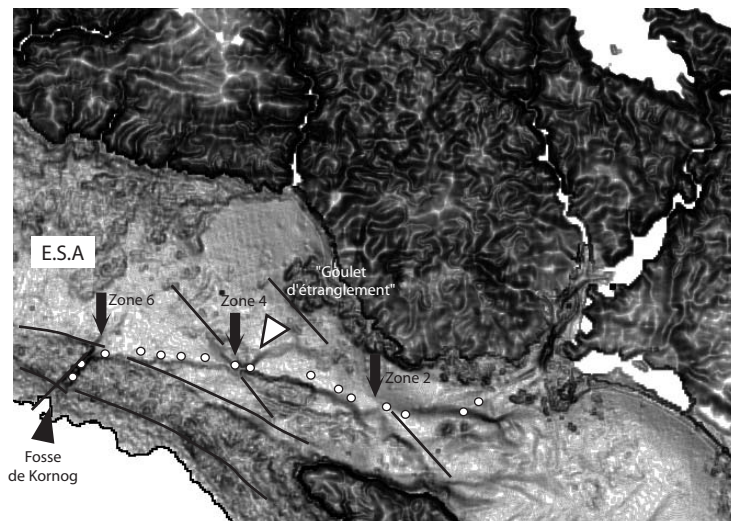
Les sections peuvent être regroupées en deux ensembles, un premier correspondant aux anomalies positives à pente normale (sections 1, 3, 5, 7) et un second correspondant aux anomalies négatives à pente inverse (sections 2, 4, 6). Ce profil longitudinal localisé en amont des hauts fonds de Groix traverse des formations de type cristallin (granites et micaschistes) ou de type calcaire et recoupe l'E.S.A. au niveau de la section 7. Ce profil présente plusieurs ruptures de pente dont deux sont bien marquées ; elles sont situées entre les sections 4/5 et 5/6.

Le profil topographique présente la même allure que le profil longitudinal ; seule la section du profil topographique, située à l'aplomb de la section 4 du profil longitudinal, diffère. En effet, l'anomalie négative au niveau de la section 4 (0.25°), caractérisée par un surcreusement de l'ordre de 10 m, ne s'observe pas au niveau du profil topographique. Cette section située à proximité de failles de socle (figure III.17) correspond à une zone de convergence des drains et à un resserrement de la vallée (1500 m à 600 m). Ce surcreusement observé au niveau du profil longitudinal semble donc dépendant à la fois de la dynamique érosive d'origine fluviale d'une part et du rétrécissement morphologique de la vallée.

La section 6 du profil longitudinal présente une anomalie, caractérisée par un surcreusement de l'ordre de 10-14 m et enregistrée sur le profil topographique. Cette section, située en amont de l'E.S.A. présente une pente inverse de 0.42° . La déformation du talweg, enregistrée également sur le profil topographique, pourrait résulter de la réactivation de failles de l'E.S.A. Le déplacement vertical est estimé à 10-12 mètres (figure III.17) ; la quantité d'incision est comprise entre 10 m (estuaire de Blavet) et plus de 30 m (fosse de Kornog).



A. Paléo-vallées et paléo-talwegs du Blavet entre la côte et l'isobathe 50 m



B. Semis de points (talwegs), Alignements structuraux et localisation des zones 2, 4, 6

Longueur vallée étudiée	27 Km
Variation de largeur de vallée	200 à 2500 m
Volume moyen de sédiment dans la vallée principale	1215000 m ³
Taux d'incision (I)	10 < I < 35 mètres
Nombre de sections	7

C. Caractéristiques de la vallée principale

Numéro de sections	Pente (degrés)	Lithologie
Section 1	0.14	Granite et micaschiste
Section 2	0.0305	Micaschiste
Section 3	0.0426	Micaschiste
Section 4	0.25	Micaschiste
Section 5	0.23	Micaschiste
Section 6	0.42	Micaschiste et calcaire ?
Section 7	0.0313	Micaschiste

D. Nombre de sections, pente et nature lithologique des terrains traversés

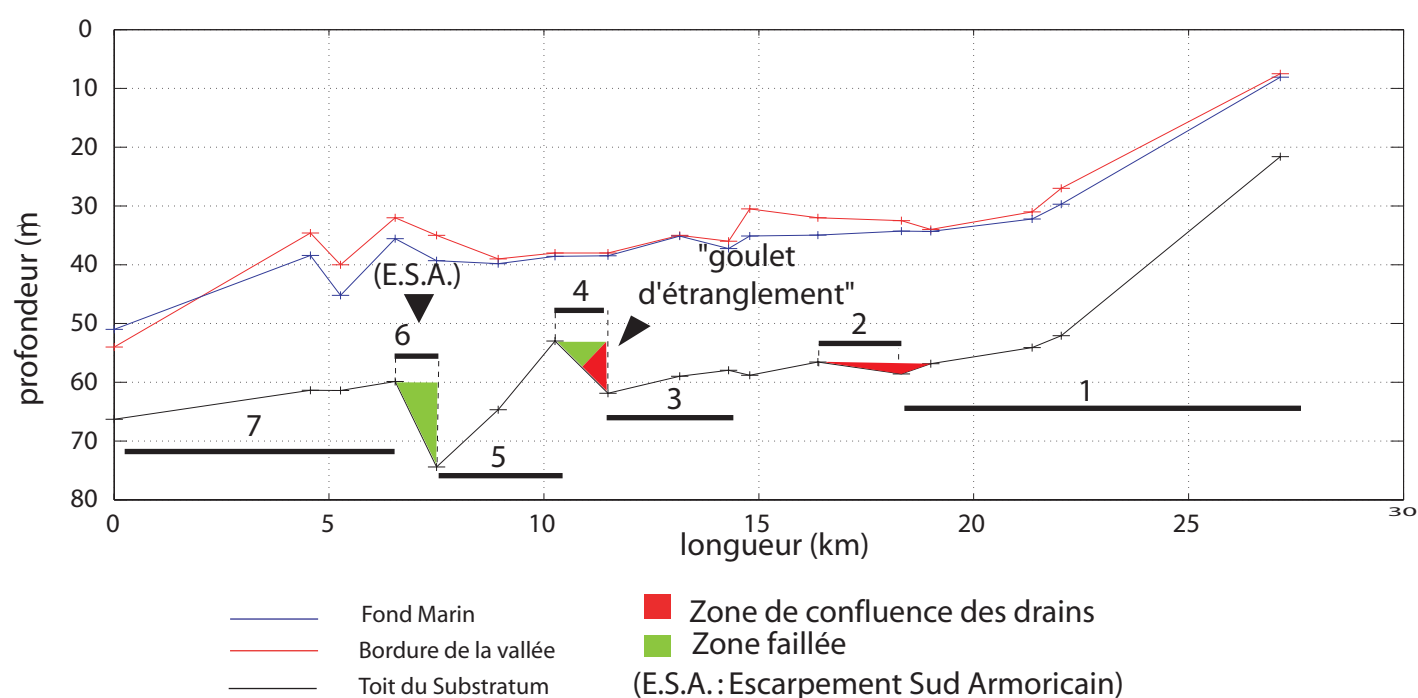


Figure III.17 : Profil longitudinal de la vallée principale du Blavet et ses relations avec le cadre structural

b.3. Profil longitudinal et profil « topographique » de la rivière d'Etel :

Le profil longitudinal de la rivière d'Etel présente beaucoup moins d'irrégularité que les deux profils précédents (figure III.18). Il reste perturbé par des seuils dont l'amplitude varie de 2 à 25 m ; il passe d'une profondeur de 20 m à 58 m sur 22 km. Ce profil peut être subdivisé en 6 segments dont les pentes oscillent entre 0.017 et 0.35 degrés.

Les sections peuvent être regroupées en deux ensembles, un premier correspondant aux anomalies positives à pentes normales (sections 1, 3, 4, 6) et un second correspondant aux anomalies négatives à pentes inverses (sections 2, 5). Ce profil longitudinal traverse des formations de type cristallin (granite, granodiorite, micaschistes et schistes verts) ou de type carbonaté.

Le profil topographique présente la même allure que le profil du talweg, à l'exception des sections 2 et 5 où les inversions de pente observées sur le profil longitudinal ne sont pas enregistrées sur le profil topographique. La section 2 correspond à une zone où les formations lithologiques traversées correspondent à des calcarénites gréseuses. Ce surcreusement localisé pourrait être interprété comme de l'érosion préférentielle des calcaires. La section 5 correspond à une zone de convergence des drains. La quantité d'incision est comprise entre 15 mètres au Nord (embouchure de la rivière d'Etel) pour atteindre plus de 20 mètres vers le Sud (figure III.18).

b.4. Profil longitudinal et profil « topographique » de la Vilaine :

Le profil longitudinal de la Vilaine apparaît très irrégulier, perturbé par la présence de seuils de 2 à 25 m d'amplitude ; il passe d'une profondeur de 22 m à plus de 50 m sur 50 km. Ce profil est subdivisé en 13 sections dont les pentes varient entre 0.02 et 0.15 degrés (figure III.19). Les sections peuvent être regroupées en deux ensembles, un premier correspondant aux anomalies « positives » à pentes normales (sections 2, 6, 8, 10, 12) et un second correspondant aux anomalies « négatives » à pentes inverses (sections 1, 3, 5, 9, 11, 13).

Ce profil longitudinal traverse des formations cristallines (granitoïdes et micaschistes) et recoupe l'E.S.A. au niveau de la section 13. Ce profil présente plusieurs ruptures de pente dont trois principales apparaissent encore bien exprimées. La première située entre les sections 5 et 6 est caractérisée par une augmentation de la pente de l'ordre de 0.23 degrés. La deuxième et la troisième sont situées respectivement entre la section 9 et 10 d'une part et entre le section 12 et 13 d'autre part.

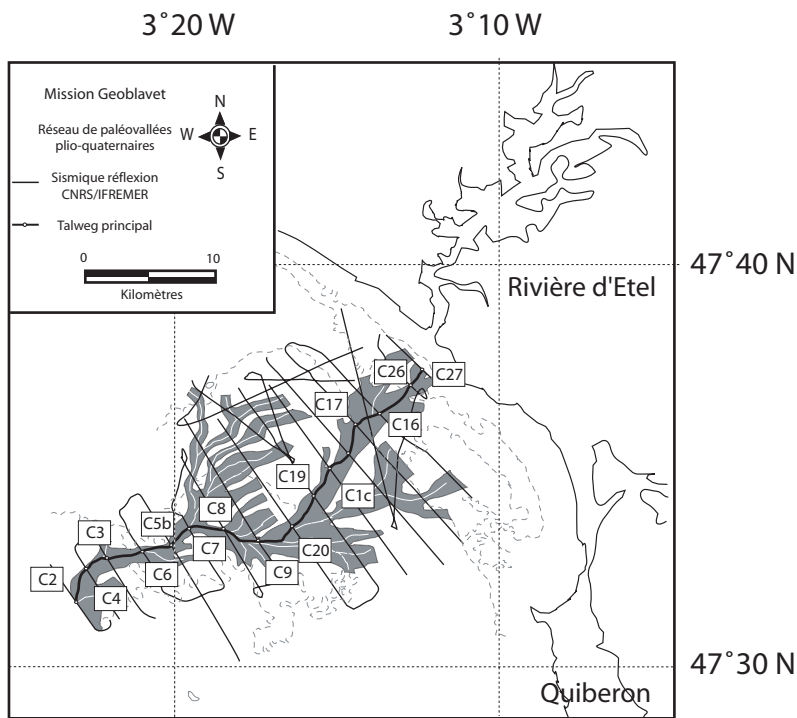
Le profil topographique de la bordure de la vallée présente globalement la même allure générale à l'exception des zones situées à aplomb des sections 7 et 9 du profil longitudinal.

La section 7 présente une déformation du talweg caractérisée par un surcreusement de 5m. Cette déformation ne s'enregistre pas au niveau du profil « topographique » (figure III.19). Cette anomalie, située à proximité de failles de socle pourrait résulter de la réactivation de ces failles. Cependant, cette déformation n'est pas enregistrée au niveau de la bordure de la vallée.

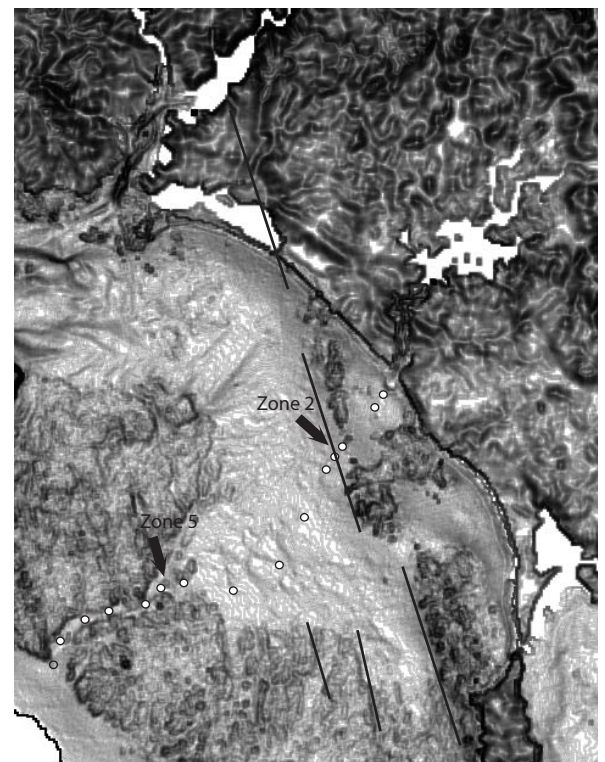
La section 9 présente une anomalie négative (0.09°) caractérisée par un surcreusement de l'ordre de 4 m et observée sur le profil « topographique ». La section 9 située à proximité de failles correspond également à une zone de confluence des drains. Cette anomalie négative pourrait dépendre à la fois de la dynamique fluviale et de la tectonique.

La section 13, située en aval de l'E.S.A. (limitant la bordure Sud du « horst de Quiberon ») présente une pente inverse de 0.93 degrés. Cette déformation du talweg, non enregistrée sur le profil topographique, pourrait traduire l'expression d'une réactivation de failles de l'E.S.A. Le déplacement vertical est estimé à 4 mètres maximum (figure III.19).

La quantité d'incision est comprise entre 5 m au Nord-ouest pour atteindre plus de 20 m au Sud- Est.



A. Paléo-vallées et paléo-talwegs de la rivière d'Etel entre la côte et l'isobathe 50 mètres.



B. Semis de points (talwegs), Alignements structuraux et localisation des zones 2, 5

Longueur vallée étudiée	22 Km
Variation de largeur de vallée	300 à 2500 m
Volume moyen de sédiment dans la vallée principale	934 000 m ³
Taux d'incision (I)	10 < I < 20 mètres
Nombre de sections	6

C. Caractéristiques de la vallée principale

Numéro de sections	Pente (degrés)	Lithologie
Section 1	0.33	Granitoïde
Section 2	0.10	Calcaire
Section 3	0.0179	Micaschiste
Section 4	0.35	Schiste vert
Section 5	0.21	Schiste vert
Section 6	0.13	Schiste vert

D. Nombre de sections, pente et nature lithologique des terrains traversés

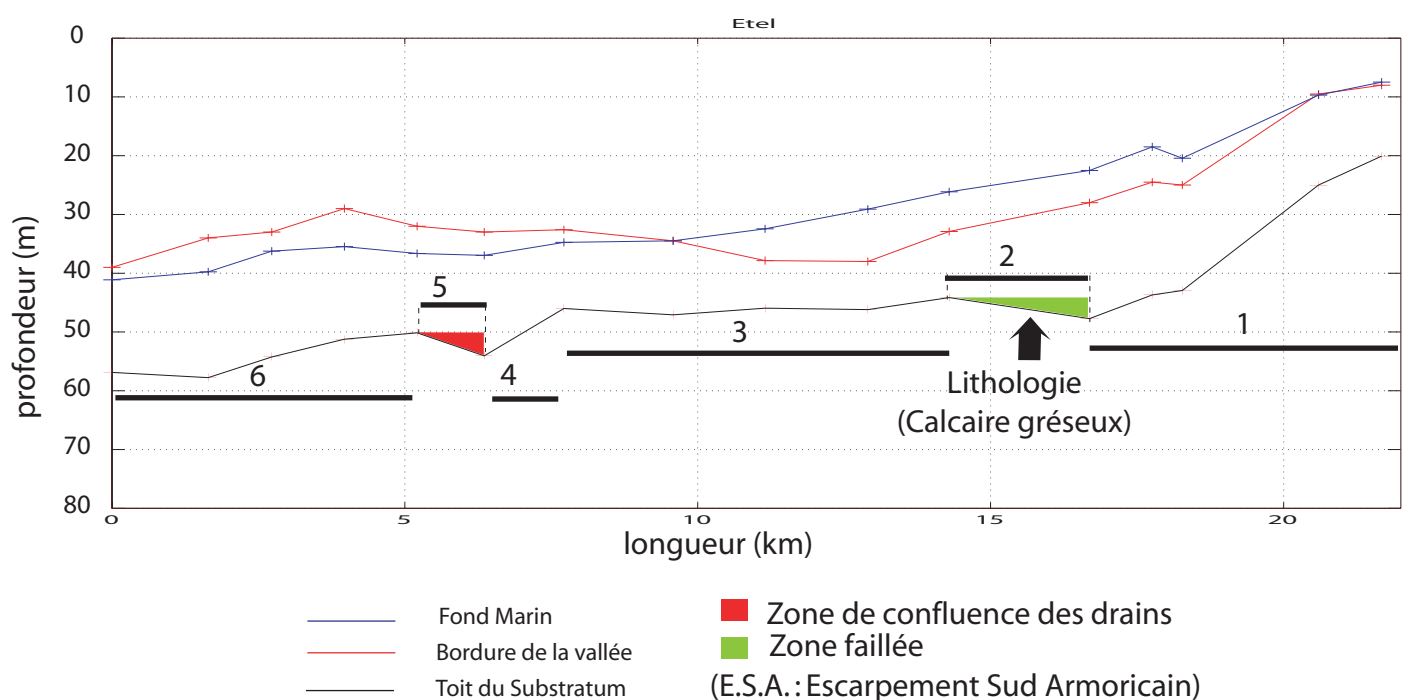
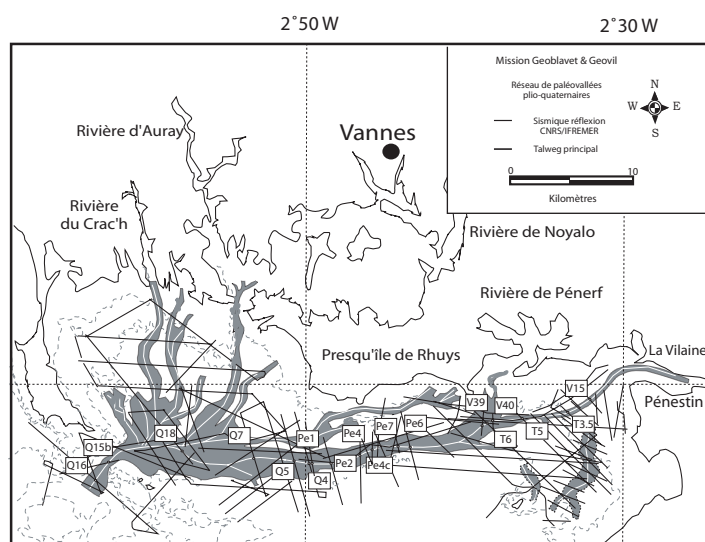


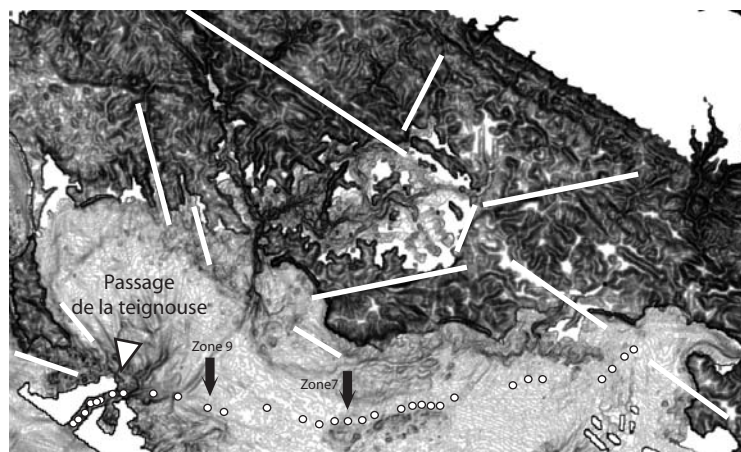
Figure III.18 : Profil longitudinal de la vallée principale située dans le prolongement de la rivière d'Etel et ses relations avec le cadre structural



A. Paléo-vallées et paléo-talwegs de la Vilaine entre la côte et l'isobathe 50 m

Longueur vallée étudiée	50 Km
Variation de largeur de vallée	300 à 3000 m
Volume de sédiment dans la vallée principale	136 000 m ³
Taux d'incision (I)	5 < I < 20 mètres
Nombre de sections	9

C. Caractéristiques de la vallée principale



B. Semis de points (talwegs), Alignements structuraux et localisation des zones 7,9

Numéro de sections	Pente (degrés)	Lithologie
Section 1	0.0231	Micaschiste
Section 2	0.06	Micaschiste
Section 3	0.15	Micaschiste
Section 4	0	Micaschiste
Section 5	0.0415	Micaschiste
Section 6	0.25	Micaschiste
Section 7	0.23	Micaschiste
Section 8	0.0188	Micaschiste et granite
Section 9	0.0876	Micaschiste
Section 10	0.14	Granite
Section 11	0.15	Leucogranite
Section 12	0.15	Leucogranite
Section 13	0.93	Leucogranite

D. Nombre de sections, pente et nature lithologique des terrains traversés

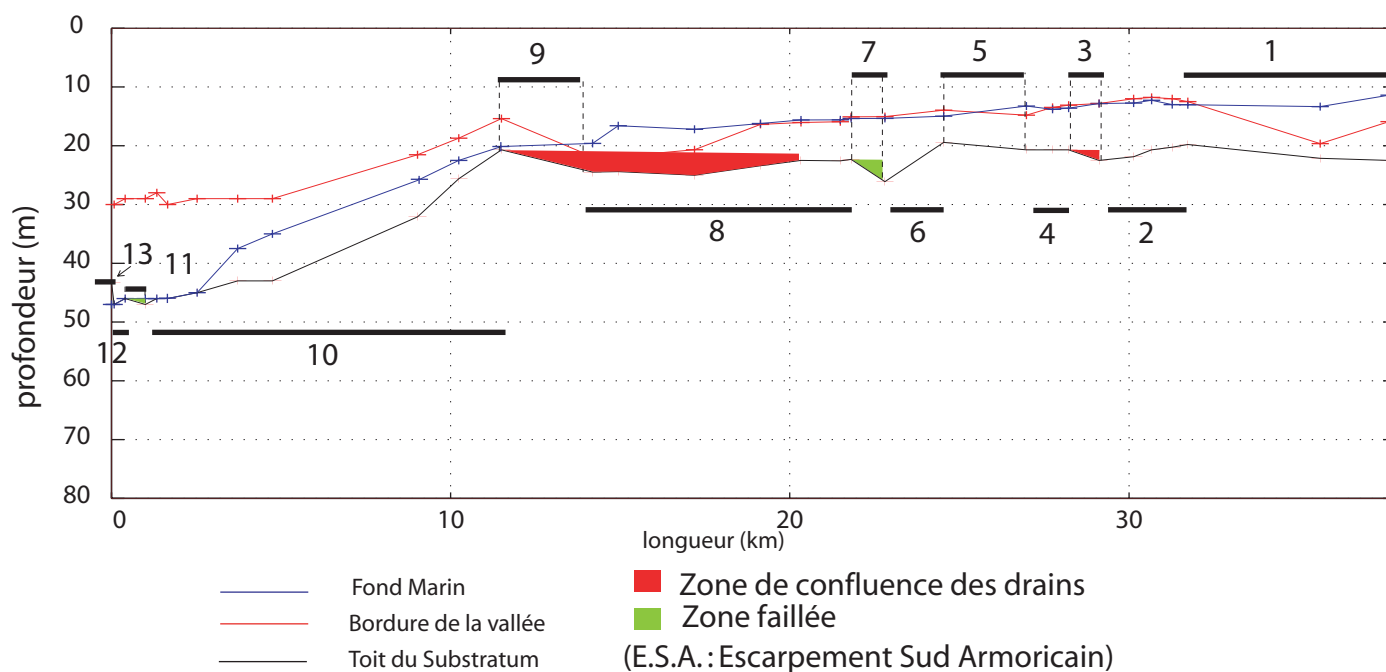


Figure III.19 : Profil longitudinal de la vallée principale située dans le prolongement de la Vilaine et ses relations avec le cadre structural

b.5. Conclusions

En mer, l'étude comparée de quatre profils longitudinaux de quatre vallées (Odet, Blavet, Etel et Vilaine) montre des talwegs très irréguliers à escarpements, en “dent de scie” dont la profondeur d'incision varie de 10 à 40 mètres. La profondeur maximale des talwegs des quatre principales vallées sud-bretonnes varie de 20/25 m de profondeur à l'Est, le long des anciens cours de la Vilaine et de la rivière d'Etel, pour doubler et atteindre 40 m de profondeur à l'Ouest, le long du Blavet et de l'Odet. Les profils longitudinaux de ces quatre rivières présentent globalement une diminution régulière des pentes vers l'aval, parfois interrompue par des inversions locales de pente.

En effet, les profils longitudinaux présentent des anomalies. Elles sont caractérisées (1) par des ruptures de pente parfois très abruptes, (2) des inversions de pente à l'aplomb soit des zones de confluence de drains, soit des zones de changements lithologiques, soit de zones de failles (figures III.4B, III.7B, III.16, III.17, III.18, III.19 & III.30). Ces réactivations de failles sont localisées le long des accidents (failles Kerforne-N160) et à l'aplomb de l'Escarpement Sud Armoricaire (E.S.A.-N120).

A terre, ces inversions de pente ne sont pas observées : en effet, en domaine continental, l'un des rôles majeurs des rivières est de régulariser les anomalies des profils. En contexte marin, ces anomalies sont aujourd'hui scellées par la couverture marine et donc à l'abri des agents d'érosion. En règle générale, la reconstitution des profils longitudinaux à terre ne permet pas toujours d'avoir accès au point le plus bas de la vallée. Ce dernier est souvent masqué par des sédiments. Les profils ainsi reconstitués correspondent alors aux profils de dépôts et non pas au profil du talweg « vrai ».

c. Profils transversaux des vallées

En section transversale, les vallées sud-armoricaines présentent plusieurs morphologies. Il s'agit de vallées en V à fond arrondi, vallées à fond plat et rebords abrupts, vallées à terrasses étagées (figure III.20 à III.23) dont nous avons mesuré les variations latérales de largeur, les différences de profondeur et le nombre de niveaux d'incision et/ou de terrasses morphologiques. Dans le cas de notre étude, les terrasses correspondent à des niveaux d'érosion à sommet plat et rebord abrupt, au toit du substratum, parfois recouvertes de sédiments. La succession des terrasses permet de préciser la morphogénèse des vallées.

c.1. La vallée fossile de l'Odé

La bordure de la vallée principale du réseau de la Baie de Concarneau peut être cachetée sous les dépôts récents ; l'épaisseur de ce remplissage est compris entre 20 et 40 ms TWTT (figure III.20).

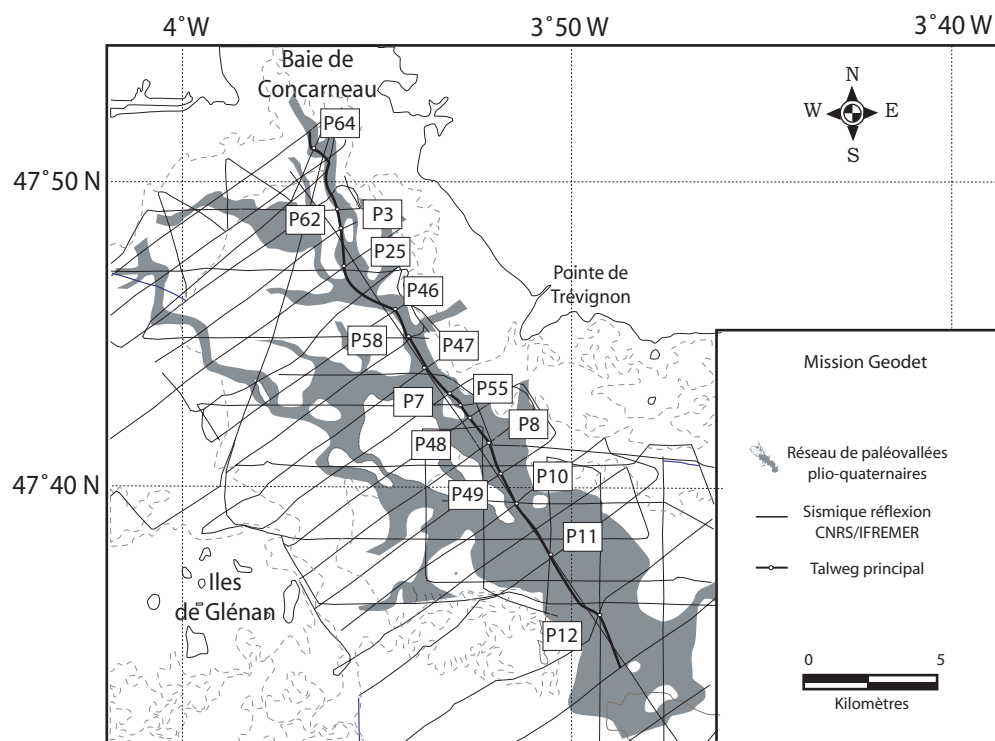
Ces vallées fossiles apparaissent dans deux régions :

- la première s'étendant de la Baie de la Forêt au SW de la pointe de Trévignon, où la largeur des sections des vallées varie entre 300 et 800 m ; les profondeurs moyennes d'incision sur le profil P7, recoupant transversalement la vallée principale, sont de l'ordre de 10 à plus de 35 ms TWTT. Les sections de vallées montrent au moins deux terrasses morphologiques à l'exception des profils P7 et P67 où 3 terrasses morphologiques sont caractérisées.

- la seconde, située au Sud-est de la Pointe de Trévignon, où les sections de vallées, plus larges, peuvent être supérieure à 3000 m et présentent des profondeurs d'incision de l'ordre de 30 à 40 ms TWTT. Les sections de vallées présentent plusieurs niveaux d'incision et/ou terrasses morphologiques. Elles sont au nombre de trois, à l'exception de la section de vallée du profil P8 où quatre terrasses morphologiques peuvent être observées.

Numéro de Profil	Largeur de vallée	Nombre de terrasses	Profondeur des terrasses (ms TWTT)	Profondeur du talweg (ms TWTT)
P64	850	3	35/38/40	45
P62	500	1	40	50
P3	200	1	45	55
P25	450	1	52	58
P46	700	1	40	58
P58	750	1	48	58
P10	1500	3	62/70	82
P47	500	1	45	65
P55	1200	1	50/60	62
P7	700	3	58/63/70	80
P48	1050	2	50/60	78
P8	1200	4	52/60/64/75	80
P49	1650	3	64/70/78	82
P11	3300	2	55/78	92
P12	3300	2	70/75	80

Tableau III.4 : Largeur et altitude des terrasses et du talweg de la vallée principale en Baie de Concarneau.



Paléo-vallées et paléo-talwegs du système rivière de Concarneau entre la côte et l'isobathe 40 mètres.

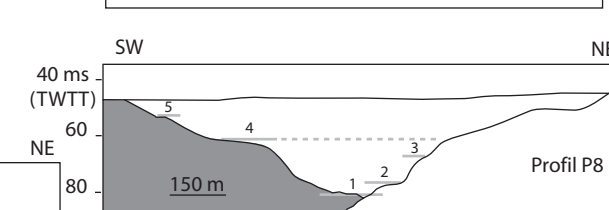
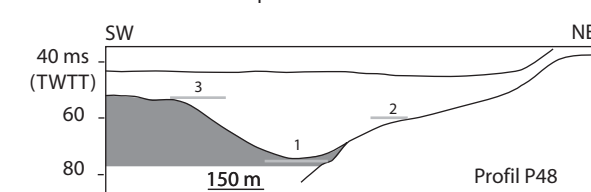
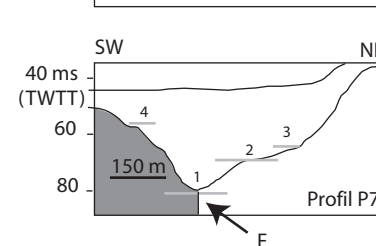
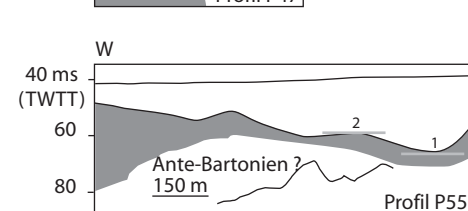
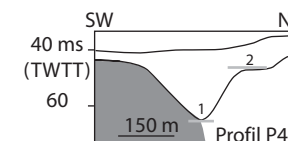
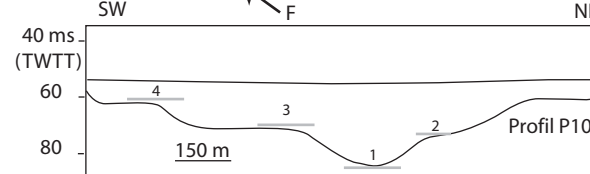
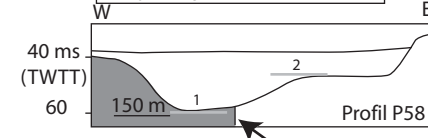
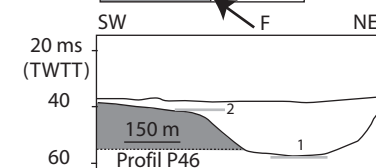
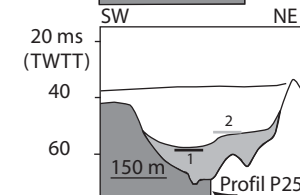
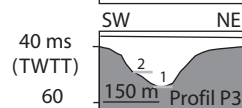
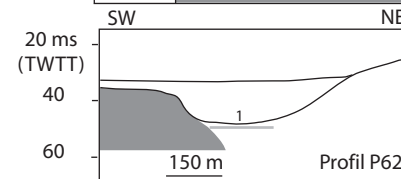
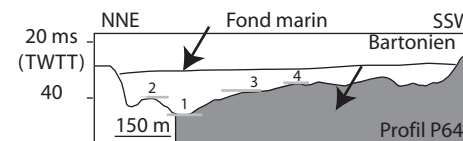
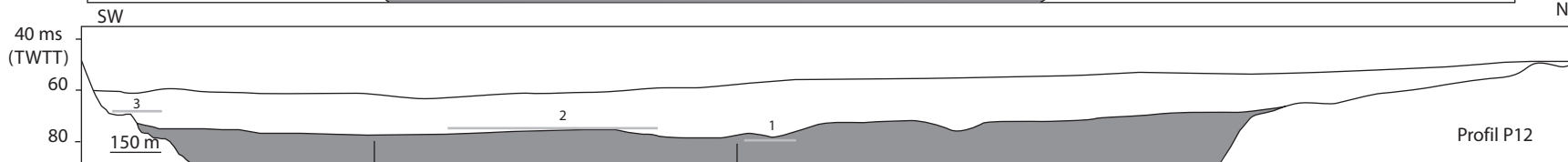
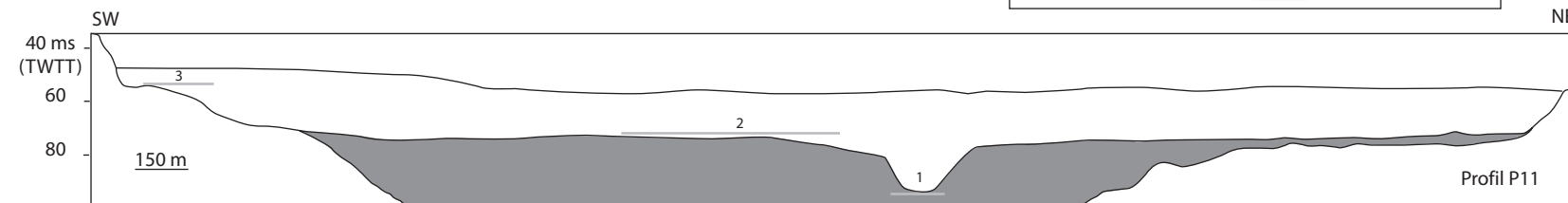
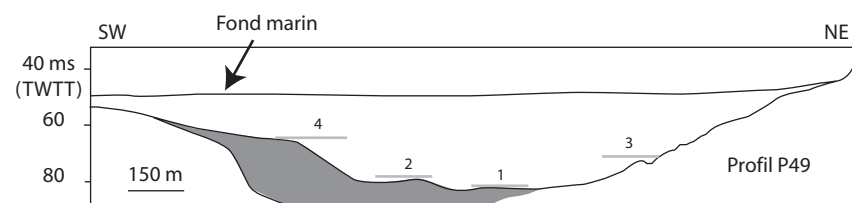
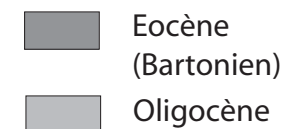


Figure III.20 : Sections transversales de la vallée de l'Odet.



Les sections de vallées des profils P7, P8 et P49, où ont mises en évidence trois voire quatre terrasses, correspondent au niveau du profil longitudinal respectivement aux sections 3, 5, 7 où les pentes sont comprises entre 0.033 à 0.45 (figure III.16).

c.2. La vallée fossile du Blavet

La vallée principale du Blavet présente un comblement d'une épaisseur comprise entre 20 et 35 m TWT ; cinq régions peuvent être distinguées en fonction de la largeur moyenne des vallées :

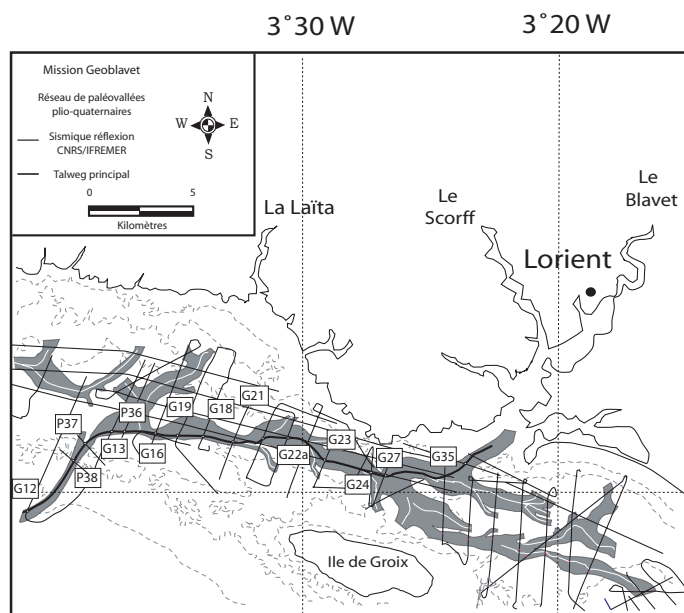
- une première située de la sortie du Blavet (profil G35) au Sud du fort Bloqué (profil G22a), où la largeur de vallée varie entre 900 et 1400 m. Les profondeurs moyenne d'incision sont de l'ordre de 20 ms TWTT. Trois niveaux d'incision et/ou terrasses ont été mise en évidence.

- une deuxième marquée par un rétrécissement important de la vallée principale. Les largeurs de vallée (profils G21 et G18) présentent respectivement des largeurs de 600 et 750 m.

- une troisième où la largeur des sections de vallées augmente à nouveau pour atteindre 1300m (profils P36, G16, G13) ; deux terrasses morphologiques sont mis en évidence.

- une quatrième où l'on observe à nouveau un rétrécissement et un encaissement de la vallée beaucoup plus marquée que précédemment. La largeur des sections de vallées n'atteint que de 400m. La profondeur d'incision atteint plus de 40 ms TWTT (profil P38). Cette zone correspond à la fosse de Kornog. Il s'agit du passage du Horst de Groix, caractérisé une seule terrasse morphologique.

- enfin, une dernière section de vallée obtenue (profil G12) présente à nouveau un élargissement, qui atteint alors 1200 m pour une profondeur d'incision de l'ordre de 20 ms TWTT (figure III.21).



Paléo-vallées et paléo-talwegs du Blavet
entre la côte et l'isobathe 50 m

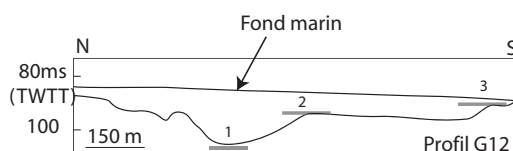
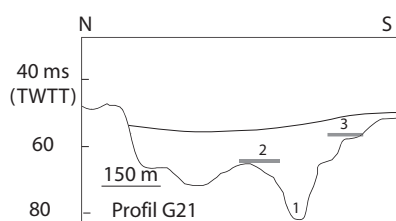
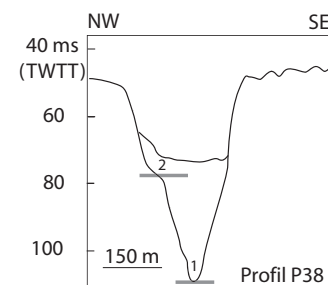
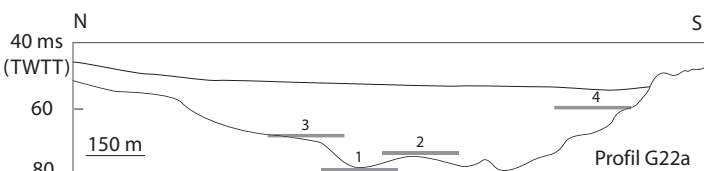
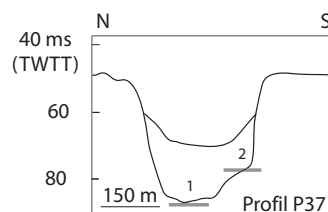
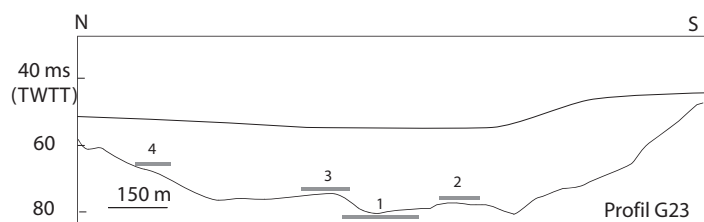
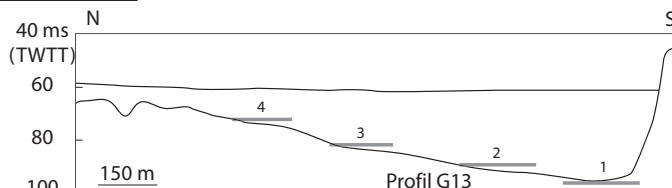
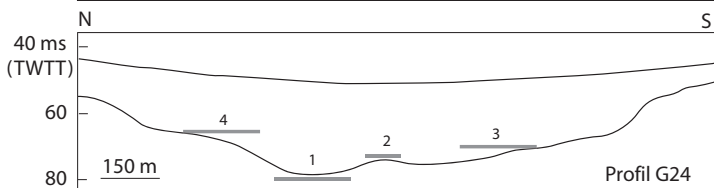
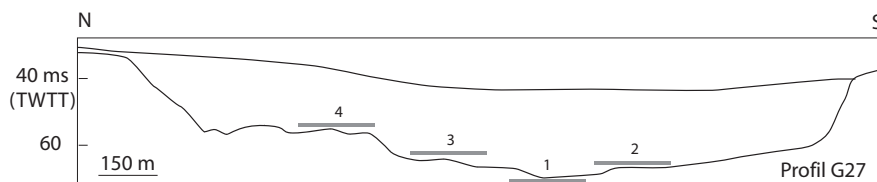
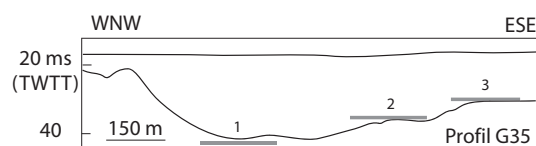


Figure III.21 : Sections transversales de la vallée principale située
dans le prolongement du Blavet

Numéro de Profil	Largeur de vallée	Nombre de terrasses	Profondeur des terrasses (ms TWTT)	Profondeur du talweg (ms TWTT)
G35	1200	2	35/40	42
G27	2150	3	52/62/64	70
G24	1500	3	64/70/72	78
G23	1200	3	60/66/72	74
G22a	1500	3	53/68/72	80
G21	950	2	57/62/64	82
G18	1200	3	60/65	81
G19	1200	1	70	72
P36	1650	2	71/75	85
G16	1350	3	60/68/73	80
G13	1350	3	65/70/80	95
P37	450	1	76	84
P38	400	1	78	110
G12	1200	2	84/92	118

Tableau III.5 : Largeur, altitude des terrasses et du talweg de la vallée principale du Blavet.

Les sections de vallées des profils G27, G24, G23, G22a, où ont été mises en évidence trois terrasses, correspondent au niveau du profil longitudinal (figure III.17) à une pente relativement faible de l'ordre de 0.035° . Au contraire, les sections de vallées G16 et G13 où trois terrasses ont également été caractérisées, se situent dans un secteur où la pente est beaucoup plus importante et de l'ordre de 0.23° (section 5-figure III.17).

c.3. La vallée fossile de la rivière d'Etel

La vallée principale de la rivière d'Etel présente un comblement d'une épaisseur comprise entre 10 et 30 m TWTT. Quatre régions peuvent être distinguées en fonction de la largeur moyenne des vallées :

- une première située à la sortie de la rivière d'Etel (profil C27 et C26) où la largeur de vallée varie entre 500 et 900 m. Les profondeurs moyennes d'incision sont de l'ordre de 15 ms TWTT (figure III.22). Quatre niveaux d'incision ont été caractérisés (profil C26).
- une deuxième située dans l'axe de la faille S.E.Q. marquée par un élargissement important de la vallée principale. La largeur de vallée (profil C16) atteint alors 1750 m et présente également trois terrasses morphologiques.

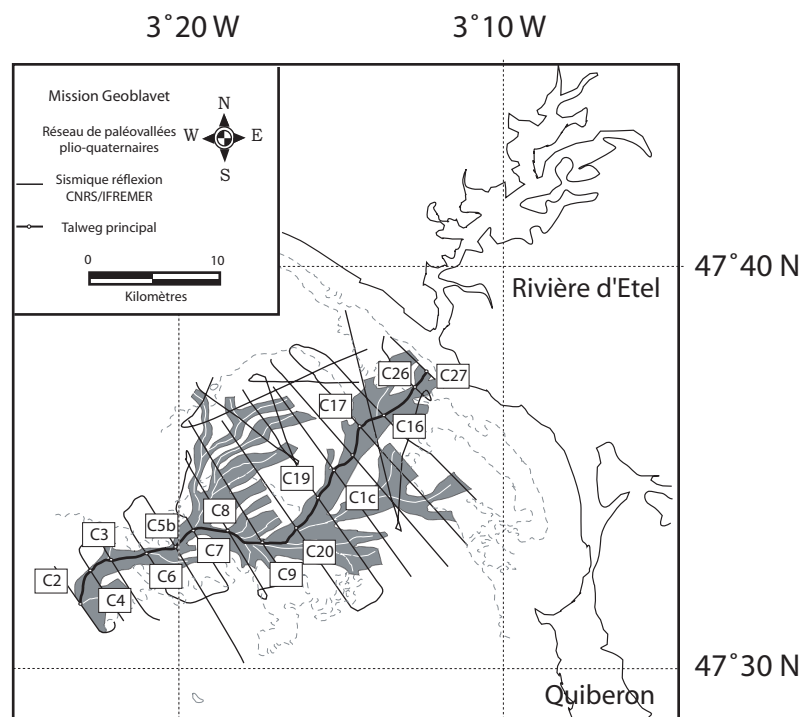
- une troisième où la largeur des sections de vallées diminue à nouveau pour atteindre 700m en moyenne (profils C17, C1c, C19, C20, C9, C8, C7) pour une profondeur d'incision inférieure à 20 ms TWTT. Le nombre de terrasses morphologiques caractérisées varie entre une et deux.

- une quatrième où l'on observe à nouveau un rétrécissement et un encaissement de la vallée beaucoup plus marqués que précédemment. La largeur des sections de vallées est comprise entre 300 et 550 m pour des profondeurs d'incision légèrement supérieures à 20 ms TWTT (profil C3).

Numéro de Profil	Largeur de vallée	Nombre de terrasses	Profondeur des terrasses (ms TWTT)	Profondeur du talweg (ms TWTT)
C27	900	1	22	40
C26	500	3	25/30/32	40
C16	1750	3	40/42/52	60
C17	960	2	55/60	65
C1c	650	1	52/54	65
C19	750	2	52/60	62
C20	600	1	56	64
C9	600	1	55	64
C8	600	2	50/52	62
C7	750	2	58/60	70
C5b	500	1	52/62	70
C6	450	2	60/65	70
C3	600	2	62/70	76
C4	600	2	65/70	80
C2	600	2	65/70	78

Tableau III.6 : largeur, altitude des terrasses et du talweg de la vallée principale dans le prolongement de la rivière d'Etel.

Les sections de vallées des profils C26 et C16, situées à proximité de la faille S.E.Q. (Scorff.Etel.Quiberon), où ont été mises en évidence trois terrasses, correspondant au niveau du profil longitudinal à une pente de 0.33 degrés passant vers le Sud à 0.10 degrés pour la section suivante (figure III.22).



Paléo-vallées et paléo-talwegs de la rivière d'Etel
entre la côte et l'isobathe 50 mètres.

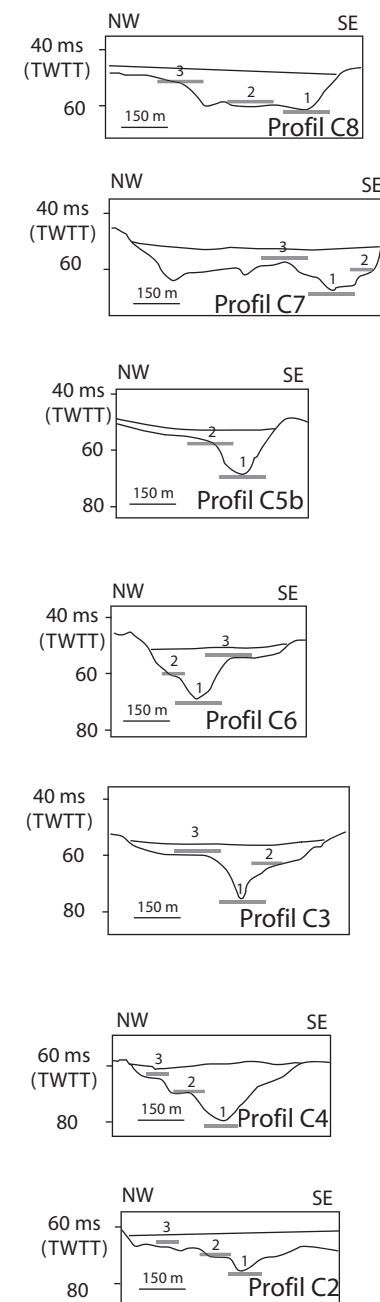
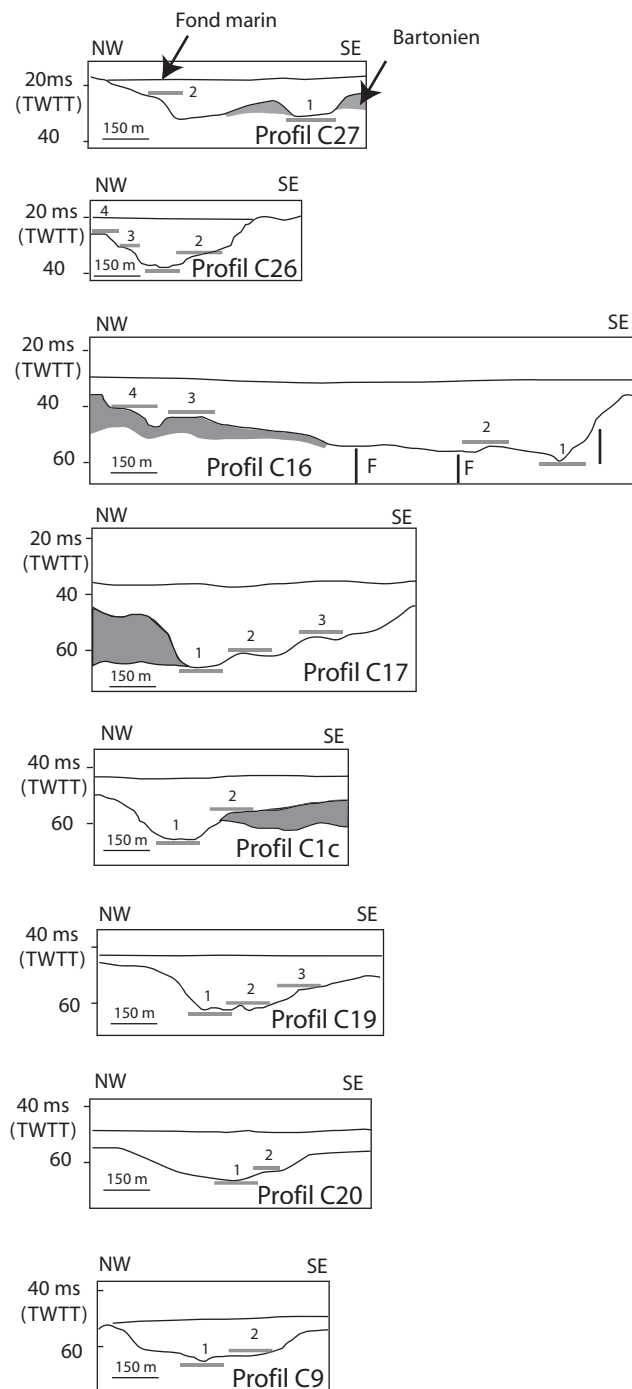


Figure III.22 : Sections transversales de la vallée principale située dans le prolongement de la rivière d'Etel

c.4. La vallée fossile de la Vilaine

La vallée principale de la rivière de la Vilaine présente un comblement d'une épaisseur comprise entre 20 et 40 ms TWTT. Cinq régions peuvent être distinguées en fonction de la largeur moyenne des vallées :

- une première située à la sortie de l'embouchure de la Vilaine au Sud de la rivière de Pénerf (profils V15, T3.5, V40, V39, T6) où la largeur de vallée varie entre 250 et 750 m. Les profondeurs moyennes d'incision sont de l'ordre de 20 ms TWTT. Trois terrasses morphologiques ont été caractérisées.

- une deuxième située au Sud de la presqu'île de Rhuys (profils Pe6, Pe7, Pe4c, Pe4, Pe2) où les sections de vallées présentent des largeurs de 1200 m en moyenne. Elles présentent au moins trois terrasses morphologiques.

- une troisième où la largeur des sections de vallées diminue à nouveau. Les largeurs sont comprises entre 900 et 1000 m pour une profondeur d'incision d'environ 25 ms TWTT. Deux terrasses morphologiques ont été caractérisées sur les profils Pe1 et Q4, trois sur le profil Q5.

- une quatrième où l'on observe à nouveau un élargissement de la vallée. La largeur des sections de vallées est comprise entre 900 et 1400 m (profils Q7, Q18, Q15b) pour des profondeurs d'incision légèrement supérieures à 25 ms TWTT.

- enfin, la dernière section de vallée obtenue (profil Q16) présente un rétrécissement ; la vallée présente une largeur de 1000 m pour une profondeur d'incision de l'ordre de 20 ms TWTT.

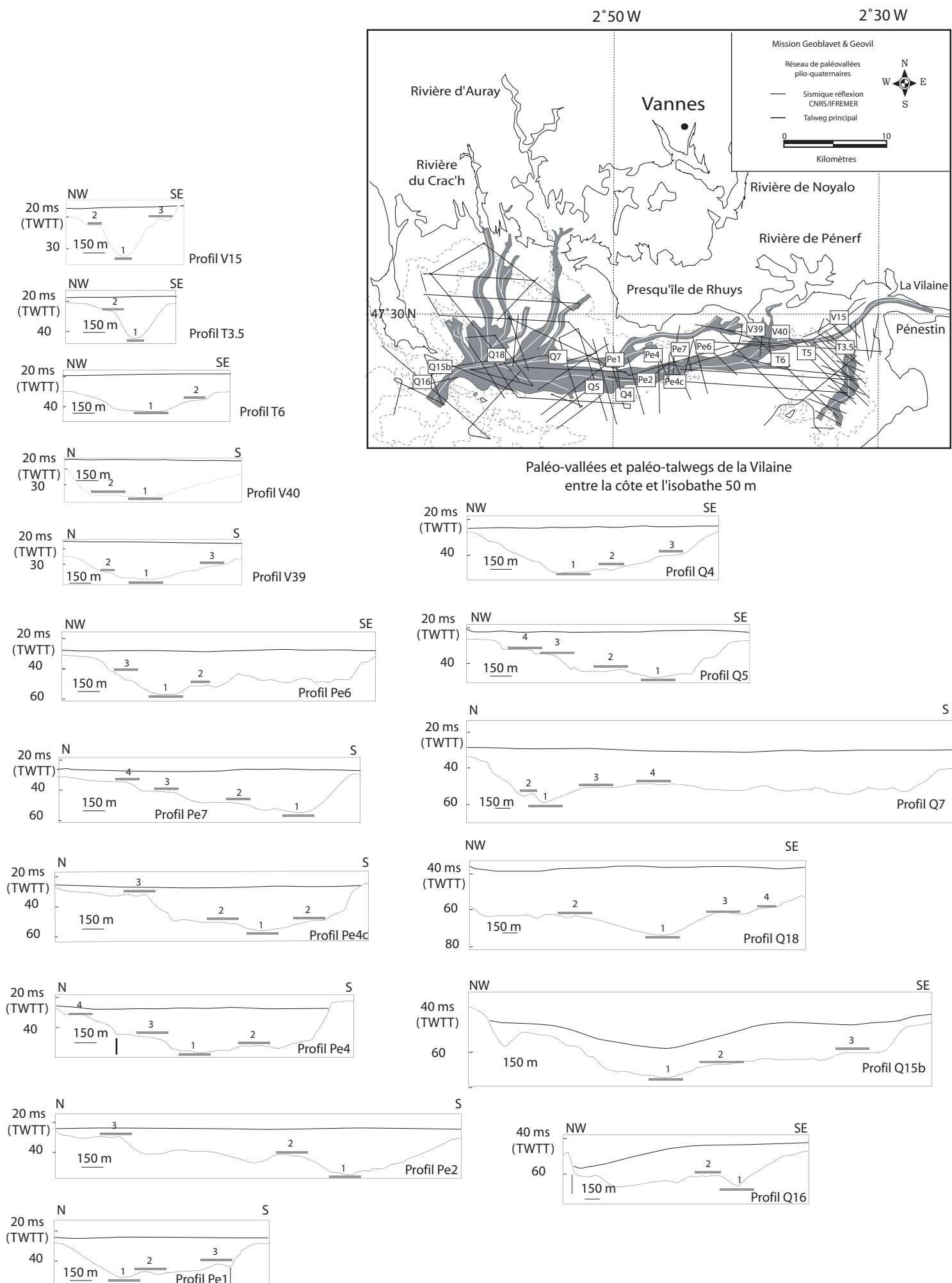


Figure III.23 : Sections transversales de la vallée principale située dans le prolongement de la vallée de la Vilaine

Numéro de Profil	Largeur de vallée	Nombre de terrasses	Profondeur des terrasses (ms TWT)	Profondeur du talweg (ms TWT)
V15	600	2	21/24	32
T3.5	450	1	22	42
T6	900	1	30	42
V40	1050	1	32	34
V39	1050	2	32	40
Pe6	1050	3	40/42/50	58
Pe7	1300	3	30/40/50	60
Pe4c	1650	3	30/40/48	58
Pe4	1150	3	30/42/52	60
Pe2	1950	3	30/40	50
Pe1	1200	2	40/43	46
Q4	1350	2	40/48	50
Q5	1250	3	30/32/42	48
Q7	2700	3	50/52/55	60
Q18	1600	3	58/60/62	75
Q15	1650	3	58/60/63	78
Q16	950	1	60	65

Tableau 7 : largeur, altitude des terrasses et du talweg de la vallée principale dans le prolongement de la Vilaine.

Les sections de vallées des profils Q4, Q5, Q7, Q18, Q15b, où ont été mises en évidence trois terrasses, correspondant au niveau du profil longitudinal (figure III.23) à une augmentation de la pente (section 10 / section 9 ; figure III.23).

c.5. Conclusions

L'étude morphologique des sections transversales des vallées met en évidence jusqu'à cinq niveaux d'incision très localement, mais plus généralement 2 à 3 niveaux d'incision sont mis en évidence au toit du substratum (comprenant le point le plus bas de la vallée (talweg) et les terrasses). Il n'a pas été mis en évidence de liens entre le nombre de terrasses et la largeur des vallées. Très localement, il faut noter que le nombre de terrasses peut passer d'une à trois sur quelques centaines de mètres. Ces secteurs sont aussi très souvent caractérisés par une augmentation de la pente

(exemple rivière d'Etel figure III.18). A titre d'hypothèse, les augmentations de pente et les variations du nombre de terrasses pourraient être liées à des mouvements d'origine tectonique.

Les vallées ne présentent pas toujours de terrasses morphologiques, ce qui traduit la discontinuité longitudinale de ces terrasses. En prenant comme critère la profondeur à laquelle se situent les terrasses, il n'a pas été possible de les suivre latéralement et de faire le lien entre les profils longitudinaux et transversaux. La correspondance entre les différents stationnements du niveau marin caractérisés (figures III.1 & III.3) et l'altitude des différentes terrasses ne semble pas très évidente.

2.2. Nature du remplissage des vallées

Il sera décrit la nature et les types d'environnement de dépôts des différentes unités de remplissage des vallées. Quatre unités ont été mises en évidence (unités 5 à 8).

a. L'unité sismique 5

L'unité sismique 5 (U5) repose sur les unités 1, 2, 3, 4. Elle est reconnue en Baie de Vilaine, de Concarneau et de Lorient (figure III.24). En Baie de Vilaine, elle a été reconnue au Nord du plateau de la Recherche et de l'île Dumet et au Sud entre l'île Hoëdic et la Basse Guérin (figure III.24). En Baie de Concarneau, elle a été reconnue au Sud-ouest de la pointe de Trévignon et à l'Ouest des îles de Glénan. Elle a été caractérisée également au Sud-est de la rivière du Belon. En Baie de Lorient, elle a été reconnue au Sud de la pointe de Talut. Son épaisseur acoustique varie de 5 à 20 ms TWTT. Elle est limitée à sa base par une surface d'onlap, de downlap ou de concordance et au sommet par une surface de troncature irrégulière. Elle est composée des faciès Fs5 et Fs6 (Tableaux III.2 & III.3, figure III.25a,b,c,d,e). Le faciès Fs5 se caractérise par l'allure sigmoïde des réflecteurs, à remplissage progradant. Il est caractérisé par un groupe de réflexions à continuité faible localement chaotique-oblique, de fréquence moyenne à forte et à amplitude moyenne à faible (figure III.25a,b,c). Son épaisseur acoustique maximale est de l'ordre de 10 ms. Le faciès Fs6 se caractérise par l'allure oblique subparallèle des réflecteurs. Il est caractérisé par un groupe de réflexions à continuité et fréquence moyenne, d'amplitude moyenne à forte (figure III.25d,e). Son épaisseur acoustique maximale est de l'ordre de 10 ms. Les faciès Fs5 et Fs6 passent latéralement de l'un à l'autre. Les faciès Fs5 et Fs6 sont préservés respectivement en Baie de Vilaine, au Nord du plateau de la Recherche et de l'île Dumet et, au Sud, entre les Plateaux de l'Artimon et du Four. Le faciès Fs5 est respectivement préservé dans la vallée fossile du Blavet au Nord de l'île de Groix et dans la Baie de Concarneau, au Sud de la pointe de Trévignon et au nord-ouest des îles de Glénan (figure III.24).

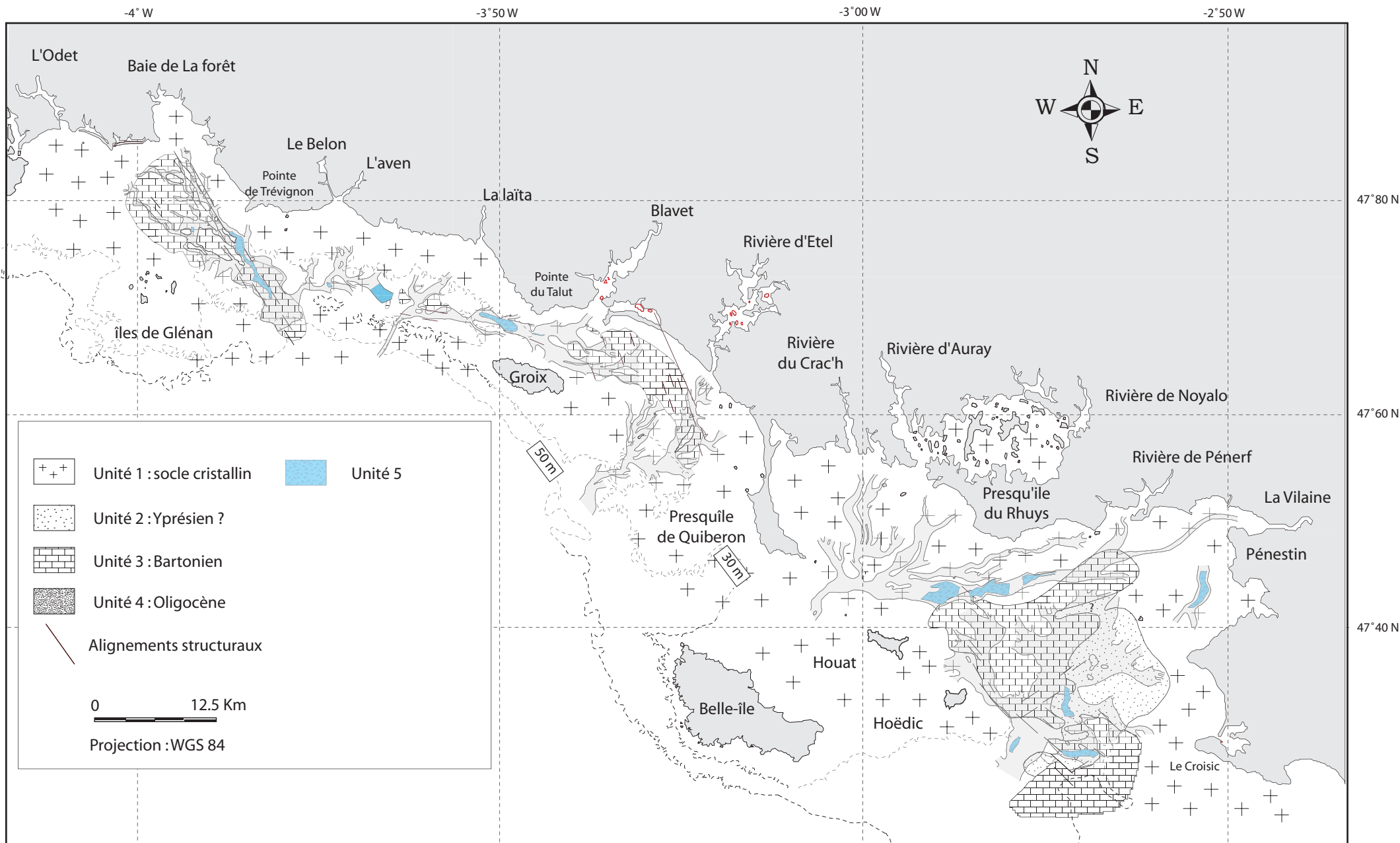


Figure III.24 : Cartographie de l'unité acoustique 5

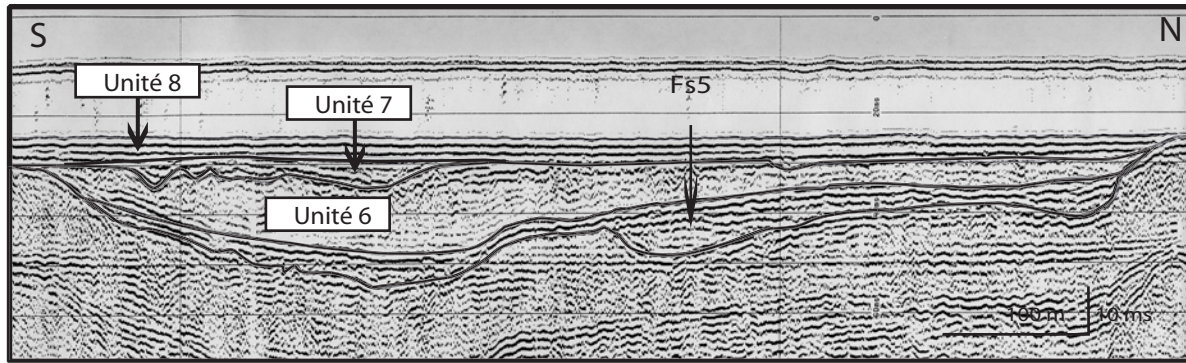
L'unité 5 montre une série de réflecteurs bien stratifiés, localement déformés (figure III.25c), qui forment le remplissage de larges vallées à fond plat et berges abruptes. La configuration des réflecteurs sigmoïde (Fs5) ou oblique subparallèle (Fs6) semble correspondre à des sections d'orientations différentes à l'intérieur d'un même système sédimentaire. Ceci est confirmé par les faciès sismiques dont la continuité, localement chaotique, varie latéralement de faible à moyenne, ce qui suggère la présence de couches hétérogènes dont la continuité latérale varie par amalgame et dichotomie.

En effet, les milieux à faible continuité sont aussi ceux dont l'amplitude et la fréquence sont les plus faibles et donc ceux qui présentent les lithologies les plus homogènes et les moins stratifiées, au contraire des milieux à continuité moyenne à lithologie plus hétérogène et mieux stratifiée. Ces images acoustiques de faible continuité, localement chaotiques, à réflexions subparallèles à sigmoïdes dont l'homogénéité lithologique évolue latéralement par amalgames et dichotomies, en comblement de vallées, sont interprétées comme le résultat de la migration de chenaux et de barres latérales dans un système fluviatile de type tresse. Des vallées de type "fluviatile en tresse" ont été décrites au Nord de la Baie de Vilaine (Pénestin) à proximité immédiate des lignes sismiques (Brault, 1998 ; Brault *et al.*, 2001). Dans leur partie supérieure, ces dépôts sont interdigités avec des rythmites tidales d'estuaire interne (Brault, 1998 ; Brault *et al.*, 2001). La partie sommitale des dépôts qui comblent ces vallées ont fait l'objet d'une datation ponctuelle par Résonance Paramagnétique Electronique qui fournit un âge de 600 à 317 ka B.P. (Laurent, 1993 ; Van Vliet Lanoë *et al.*, 1995 ; Van Vliet Lanoë *et al.*, 1997). Ils comprennent, en outre, des outils lithiques (Hallegouët & Molines, 2001 dans L'Helgouach et Briard, 2001).

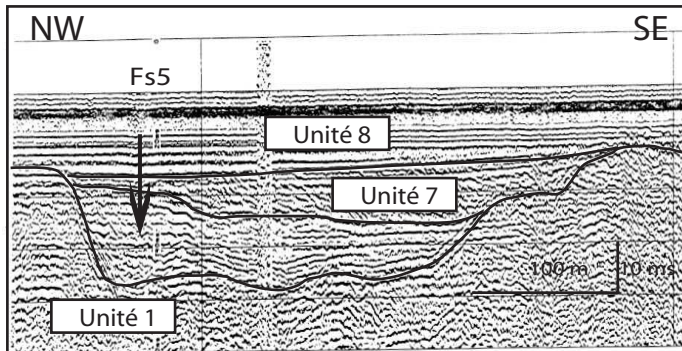
b. L'unité sismique 6

L'unité sismique 6 (U6) repose sur les unités 1, 2, 3, 4, 5. Elle est rencontrée dans l'ensemble des vallées fossiles sud-armoricaines (figure III.26). Son épaisseur acoustique varie de 10 à 20 ms TWTT. Elle est limitée à sa base par une surface d'onlap, de downlap ou de concordance et au sommet par une surface de troncature irrégulière. Elle est composée du Fs7 (Tableaux III.2 & III.3, figures III.25f,g). Le faciès Fs7 se caractérise par une configuration interne des réflecteurs à configuration tangentielle parallèle, progradante et aggradante dont la continuité, l'amplitude et la fréquence sont faibles (figure III.25f,g). On notera parfois, à la base, la présence d'un faciès transparent et de quelques zones à configuration chaotique. Son épaisseur acoustique varie de 2 à 15 ms TWTT.

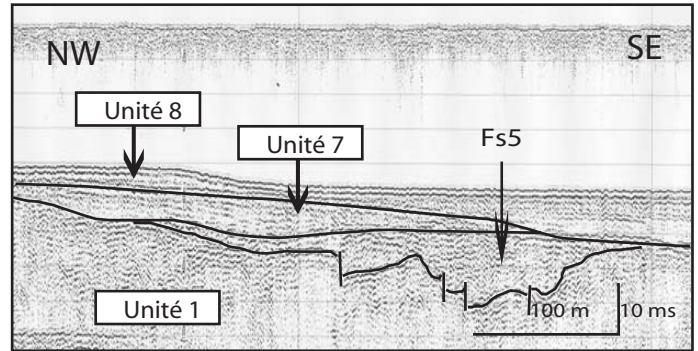
a - Unité 5 - profil T4 - Baie de Quiberon



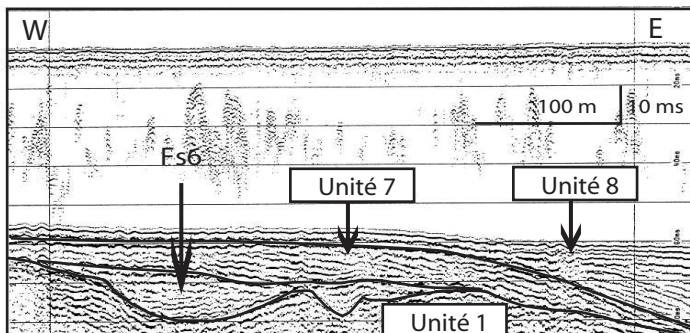
b - Unité 5 - profil T4 - Baie de Vilaine



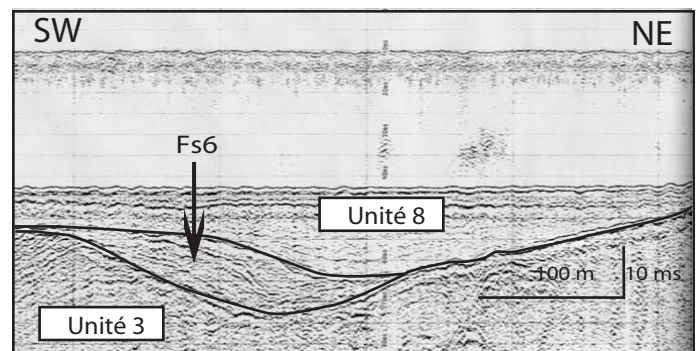
c - Unité 5 - profil T16 - Baie de Vilaine



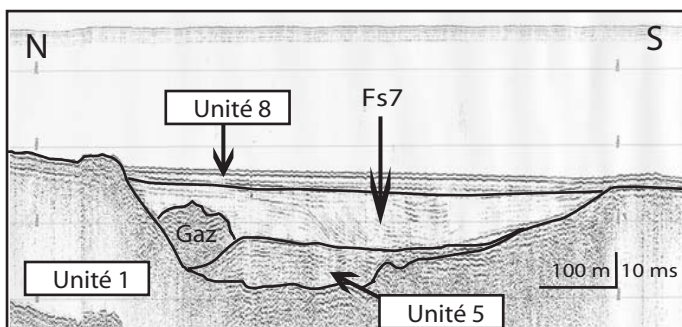
d - Unité 5 - profil E15 - Baie de Vilaine



e - Unité 5 - profil T4 - Baie de Concarneau



f - Unité 6 - profil G16 - Baie de Lorient



g - Unité 6 - profil Pe4 - Baie de Vilaine

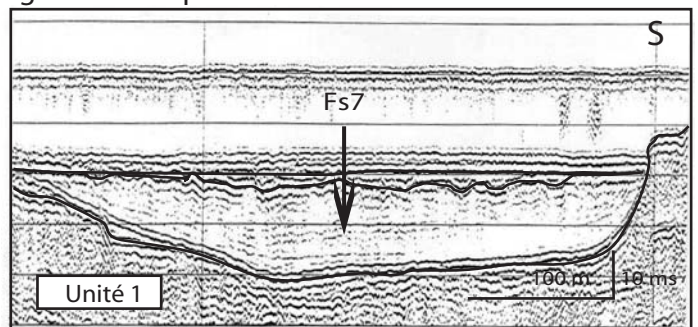


Figure III.25 : Inventaire des faciès sismiques de la couverture récente (unités 5 & 6)

L'unité 6 montre un ensemble de réflecteurs soit à configuration simple, parallèle, soit à configuration oblique tangentielle, de nature très hétérogène. Ils forment l'essentiel du remplissage des vallées fossiles Sud armoricaines. Les configurations simples, parallèles et obliques tangentielles (Fs7), montrent une continuité, une amplitude et une fréquence faibles (voire transparentes) symptomatiques de milieux homogènes faiblement stratifiés compatibles avec des environnements sédimentaires uniformes sur de larges étendues donc souvent de faible énergie (Sangree et Widmier, 1977). Ces configurations sont interprétées comme des ensembles de barres tidales ou de bancs silto-argileux comblant progressivement les vallées.

c. L'unité sismique 7

L'unité sismique 7 (U7) repose sur les unités 1 à 6. Elle est étendue sur une large partie de la zone d'étude (figure III.27). Son épaisseur acoustique peut atteindre 15 ms TWTT. Elle est limitée à sa base par une surface d'onlap, de downlap ou de concordance et au sommet par une surface de troncature assez régulière. La surface de base présente localement des incisions de vallées à fond rond, digitées et méandriformes, de 4 à 5 km de large pour une extension longitudinale supérieure à celle de la zone d'étude. Elle est composée des faciès Fs7, Fs8, Fs9 et Fs10 (tableaux III.2 & III.3, figure III.28a,b,c). Le faciès Fs8 se caractérise par une configuration interne complexe progradante, oblique-parallèle et oblique-tangentielle, dont le pied s'interdigite avec des réflecteurs à configuration subparallèle-agradante (figure III.28a,c). Cette configuration forme le remplissage de structures chenalissantes de taille hectométrique. Les réflecteurs sont de continuité, amplitude et fréquence moyennes. Son épaisseur acoustique varie de 2 à 10 ms TWTT. Le faciès Fs9 montre des réflecteurs complexes progradants dont la configuration est oblique-parallèle ou divergente selon des obliques d'angle faible qui montrent parfois des pendages de directions opposées en "chapeau chinois" disymétrique (figure III.28a). Les réflecteurs sont de continuité faible avec quelques passages chaotiques, et montrent une amplitude et une fréquence moyennes à fortes. Son épaisseur acoustique est de l'ordre de 5 ms TWTT. Le faciès Fs10 se caractérise par une configuration complexe progradante de paquets de réflecteurs superposés à allure oblique-parallèle à sigmoïde-oblique (figure III.28b). Les réflexions montrent des pendages de quelques degrés, distribués latéralement en direction sur plus de 160°. La reconstitution en trois dimensions de ces réflecteurs obliques montre une progradation générale vers le sud-ouest. Les réflexions sont de continuité, fréquence et amplitude moyennes à fortes. Son épaisseur acoustique est de l'ordre de 20 ms TWTT mais la surface sur laquelle repose le faciès Fs10 n'est pas visible. Les faciès Fs7, Fs8, Fs9 et Fs10 passent latéralement des uns aux autres. Les faciès Fs7, Fs8, Fs9 sont étroitement imbriqués sur toute la zone d'étude tandis

que le faciès Fs10 a été reconnu, en continuité des faciès Fs7, Fs8 et FS9, principalement au Sud de la Baie de Vilaine (Menier, 1999 ; Proust *et al.*, 2001).

L'unité 7 montre une interdigitation de paquets de réflecteurs à configuration simple, parallèle, et de paquets de réflecteurs à configuration complexe, oblique, de nature très hétérogène, qui forment le remplissage de vallées méandriformes à berges douces. Les configurations simples, parallèles (Fs7), montrent une continuité, une amplitude et une fréquence faibles (voire transparentes) symptomatiques de milieux homogènes faiblement stratifiés compatibles avec des environnements sédimentaires uniformes sur de larges étendues donc souvent de faible énergie (Sangree et Widmier, 1977). Les configurations complexes (Fs8, Fs9, Fs10), obliques, montrent une continuité variable à passé chaotique mais une amplitude et une fréquence généralement moyennes à fortes qui caractérisent des milieux à lithologies contrastées, à strates marquées mais discontinues, dont l'énergie de dépôt était vraisemblablement fluctuante et plutôt élevée (Sangree et Widmier, 1977). Ces deux types de configurations sont interprétées ici comme des ensembles de barres et chenaux gréseux (configuration complexe) dans des dépôts fins, silto-argileux (configuration simple).

Les configurations complexes montrent toutefois, en association avec une configuration oblique-parallèle, trois principaux types de géométries : oblique-tangentielle (Fs8), oblique-divergente (Fs9) et sigmoïde-oblique (Fs10). La configuration oblique-tangentielle (Fs7) intervient en comblement latéral de structures chenalisantes (figure III.28c) et peut donc être interprétée comme des barres d'accrétion latérales (barres de méandres). Elle passe latéralement à la configuration oblique-divergente (Fs9) dont la géométrie en "chapeau-chinois" à proximité des barres de méandres (figure III.28a), peut être interprétée comme un faciès de levées de bordure de chenal. La configuration sigmoïde-oblique montre une configuration progradante régulière, de paquets de réflecteurs superposés, de forte épaisseur (10 ms TWTT) dont le sens de progradation est homogène vers le Sud-ouest. Elle est interprétée comme l'expression de la progradation de barres sableuses superposées au sein d'un cône sédimentaire. Enfin, cette association en comblement de vallées méandriformes, de faciès gréseux de chenaux, de barres de méandre (Fs8), de levées (Fs9) et de faciès argilo-silteux de milieu calme (Fs8) permet d'interpréter l'ensemble des faciès Fs8, Fs9 et Fs10 comme des dépôts de système fluvial ou estuarien méandriforme (U7b). Ces dépôts passent, au Sud de la Baie, dans la continuité de la vallée méandriforme, à un cône sédimentaire dont la surface de base est invisible. Ce cône est interprété comme un complexe de barres d'embouchures (U7a).

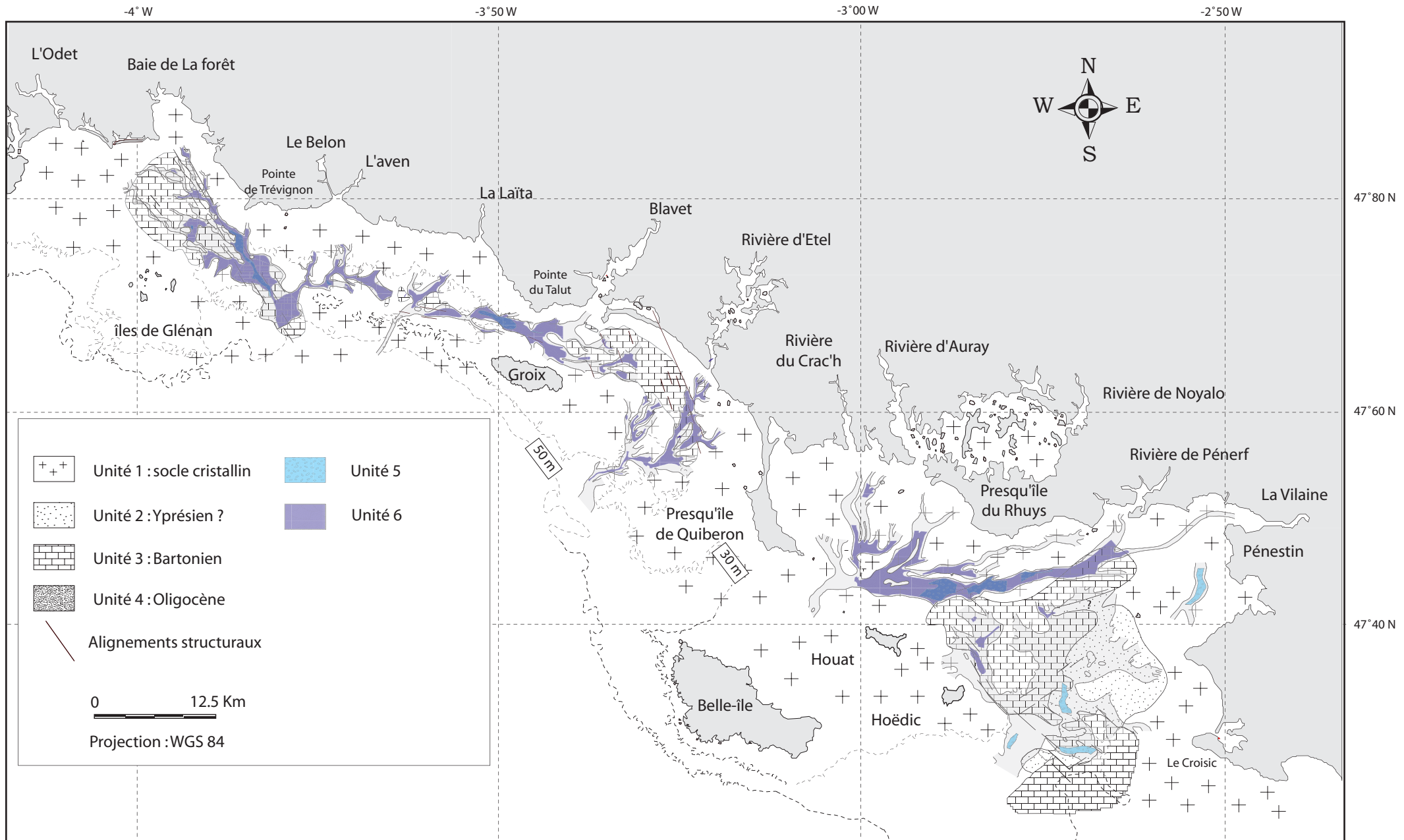


Figure III.26 : Cartographie de l'unité acoustique 6

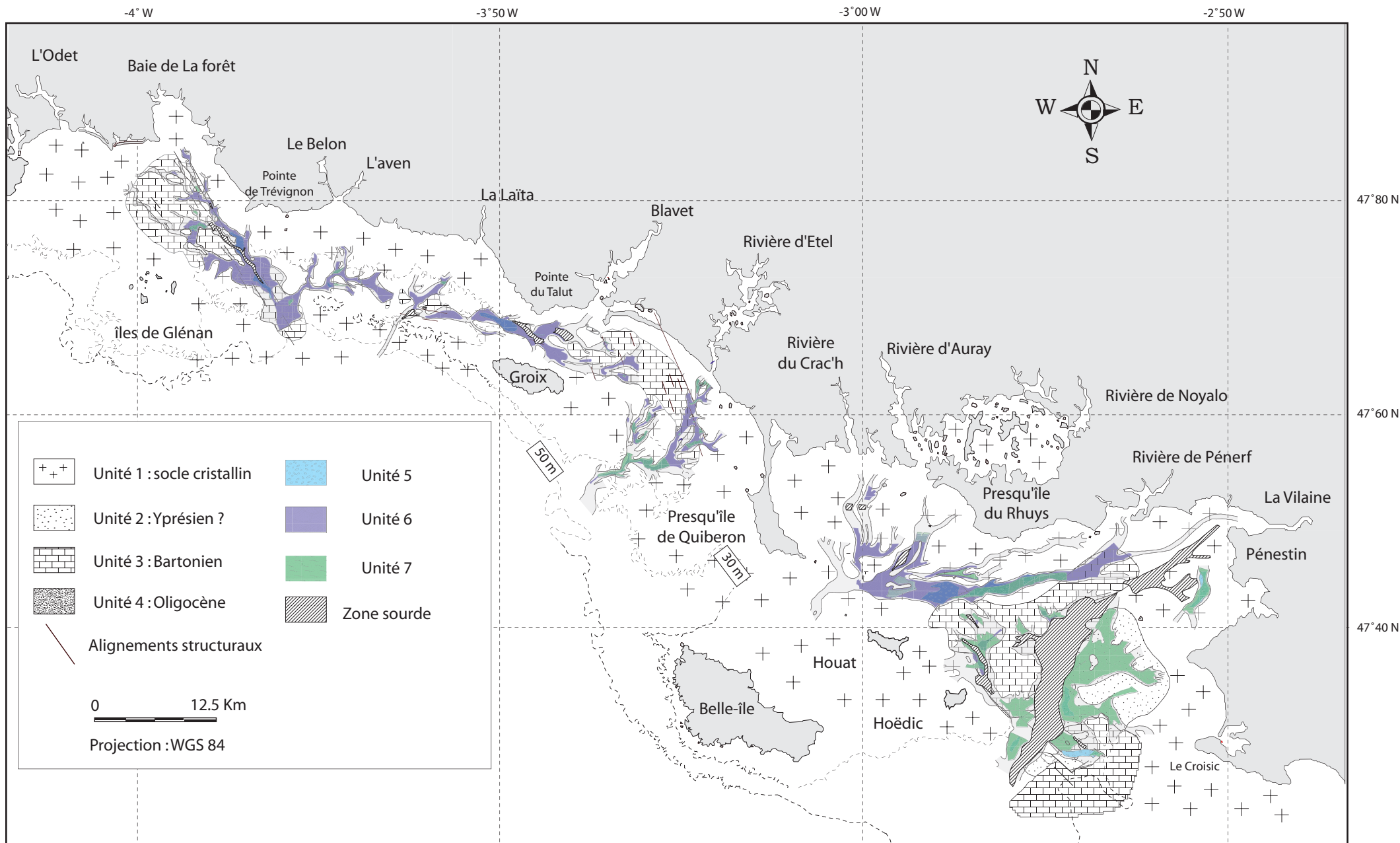
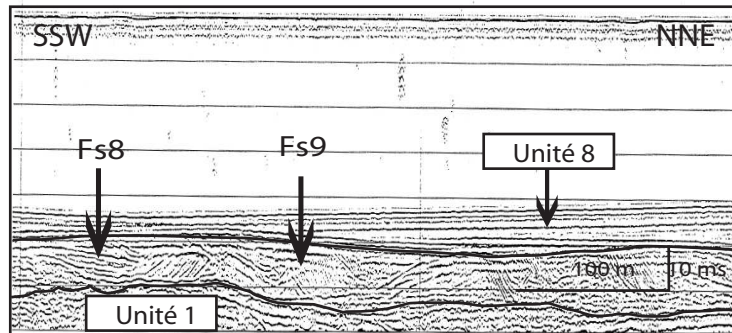
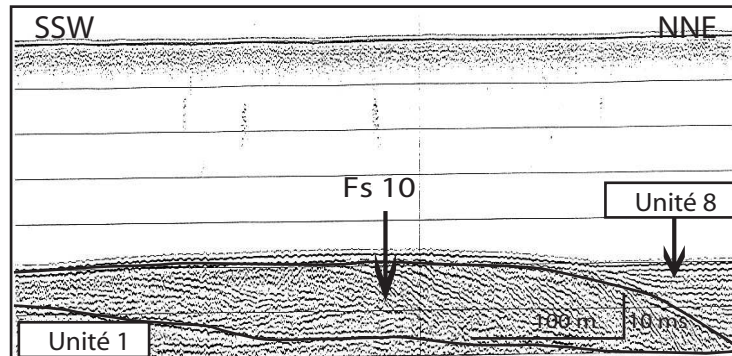


Figure III.27 : Cartographie de l'unité acoustique 7

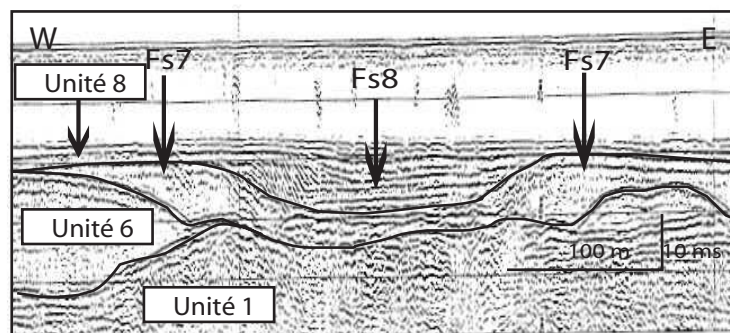
a - Unité 7 - profil L7 : Baie de Vilaine



b - Unité 7 - profil L8 : Baie de Vilaine



c - Unité 7 - profil E4 : Baie de Vilaine



d - Unité 8 - profil E8 : Baie de Vilaine

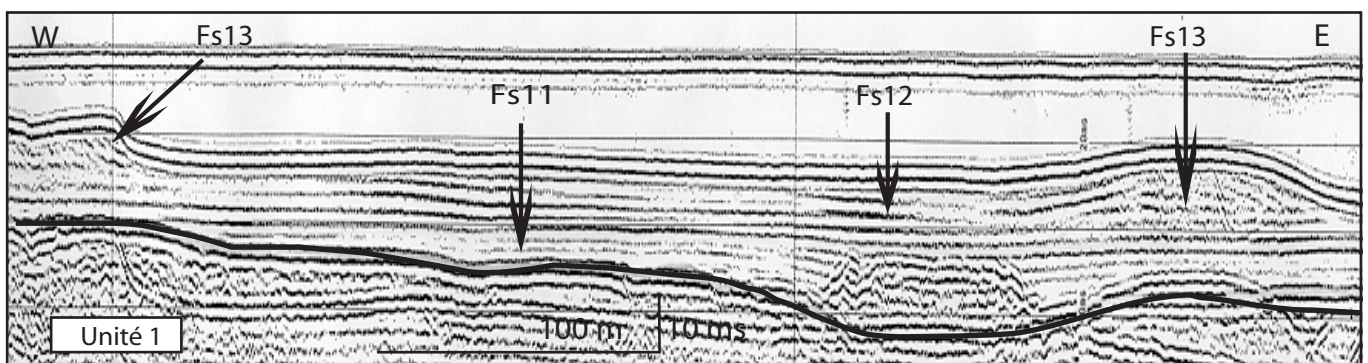


Figure III.28 : Inventaire des faciès sismiques de la couverture récente (unités 7 & 8)

L'unité 7 a été traversée par le sondage BRGM C5 (Bouysse *et al.*, 1974), (figure III.29). La série correspondante, d'une épaisseur de 3,20m, comprend de la base vers le sommet : (1) des cailloutis enrobés d'argilites, (2) des argilites bariolées ocre et grises et (3) des sables jaunes, moyens à grossiers, à lentilles argileuses. La partie supérieure de ces dépôts comprend une microflore yprésienne remaniée et des foraminifères plio-pleistocènes. Cette série sédimentaire semble montrer une évolution progressive depuis des milieux continentaux (cailloutis de chenaux, argilites bariolées de plaine d'inondation) vers des milieux sableux dont le caractère marin ouvert est pondéré par la présence de lits argileux qui pourraient caractériser une influence tidale ou bien de crues. Cette influence tidale est compatible à la fois avec l'observation d'un système chenalisé méandrique (Fs7, Fs8, Fs9) et la proximité de dépôts d'embouchure (Fs10).

d. L'unité sismique 8

L'unité sismique 8 (U8) repose sur les unités 1 à 7. Elle est étendue sur toute la zone d'étude à l'exception des hauts fonds actuels. Son épaisseur acoustique peut atteindre 20 ms TWTT. Elle est limitée à la base par une surface d'onlap ou de concordance caractérisée par un réflecteur de bonne continuité et de forte amplitude. Son extension latérale est supérieure à celle de la zone d'étude. Cette unité est recoupée en Baie de Vilaine selon une bande allongée de direction NNE-SSW partant de l'embouchure de la Vilaine par une zone à réflexions incohérentes à bordures franches en "pull-up" attribuée ici à des diffractions liées à des poches de gaz issues de milieux riches en matière organique (Mullins & Halfman, 2001 ; Garcia-Gil *et al.*, 2002 ; Baltzer *et al.*, 2003). Ce faciès sourd est rencontré d'une manière générale à la sortie de l'ensemble des estuaires sud-armoricains mais d'extension plus réduite (figure III.27). L'unité 8 est composée des faciès Fs11, Fs12, et Fs13 (Tableaux III.2 & III.3 et 2, figure III.28d). Le faciès Fs11 se caractérise par une configuration agradante simple avec des réflecteurs à allure subparallèle à divergente (figure III.28d). Les groupes de réflexions montrent une continuité et une fréquence moyennes à fortes et une amplitude moyenne à faible. La base de ce faciès peut localement, à l'aplomb des principales incisions, être relativement transparente. Son épaisseur acoustique peut atteindre 15 ms TWTT. Le faciès Fs12 montre des réflexions à configuration complexe progradante d'allure oblique-parallèle d'angle faible (figure III.28d). La continuité des réflecteurs est moyenne, leur fréquence et leur amplitude moyenne à forte. Son épaisseur acoustique moyenne est de 5 ms TWTT. Le faciès Fs13 se caractérise par une configuration complexe progradante, oblique-parallèle d'angle élevé (figure III.28d). La continuité des réflecteurs est moyenne à forte et leur fréquence et amplitude sont fortes. Son épaisseur acoustique varie de 3 à 5 ms TWTT. Le faciès Fs 11 est étendu à toute la zone d'étude alors que les

faciès Fs12 et Fs13, qui recouvrent le faciès Fs11, apparaissent principalement au Nord-est des îles de Houat, de Hoëdic et au Nord Ouest des îles de Glénan. Ces dépôts laissent sur le fond marin des barres ou bombements arrondis d'extension latérale inconnue, mais de taille hectométrique en section transversale et de hauteur acoustique inférieure à 10 ms TWT (figure III.28d).

L'unité 8 montre, à la base, un ensemble de réflecteurs subparallèles prenant des caractéristiques divergentes puis plus transparentes vers le thalweg des vallées. Toutefois, de manière générale, la continuité et la fréquence moyennes à fortes et l'amplitude faible des réflecteurs indiquent la présence d'un milieu lité, avec des bancs peu épais mais montrant de faibles contrastes lithologiques (passages progressifs d'une strate à l'autre ou homogénéité lithologique). Cet ensemble correspondant au faciès Fs11, est interprété comme un milieu de dépôt assez uniforme sur de grandes étendues, de faible hydrodynamisme principalement au cœur des vallées (faciès transparents), comme ceux que l'on pourrait envisager lorsque le milieu marin restreint envahit une topographie chenalisée (ria).

Ce faciès est surmonté par un des réflecteurs à configuration oblique-parallèle d'angle faible (Fs12) passant latéralement vers l'aval à une configuration oblique-parallèle d'angle fort (Fs13). La continuité, l'amplitude et la fréquence des réflecteurs sont plutôt moyennes dans le faciès Fs12 et fortes dans le faciès Fs13. Ceci tend à indiquer des milieux bien stratifiés à lithologies contrastées déposées dans des milieux à l'hydrodynamisme élevé, comme des barres et chenaux gréseux. Toutefois, les caractéristiques plus "fortes" des réflecteurs dans le faciès Fs13, le pendage plus élevé des réflecteurs et la morphologie résiduelle de barres du faciès Fs13, tendent à indiquer un milieu de plus haute énergie de dépôt. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de barrières (Fs13) et d'arrières barrières (Fs12) littorales.

L'unité 8 a été traversée par le sondage BRGM C5 (Bouysse *et al.*, 1974) (figure III.29). La série correspondante, d'une épaisseur de 10,25 m, comprend de la base vers le sommet : (1) des cailloutis à galets émoussés de micaschistes et de quartz (0.10 m), (2) des sables bruns roux, grossiers à graviers, à débris de lamellibranches (1.15 m), (3) des argilites meubles à turrilletes (9 m). La datation au carbone 14 des débris de coquilles de lamellibranches a fourni un âge de 8110 ans +/- 200 ans. L'épaisseur cumulée des cailloutis et des sables bruns roux est de l'ordre de la résolution du signal sismique employé (environ 1,50 m). Ils peuvent au mieux être responsables du réflecteur fort qui forme la base de l'unité 8. Le faciès Fs11, le plus étendu latéralement et le seul présent dans la zone du carottage, correspond aux argilites marines à turrilletes. Ces argilites sont localement très déformées au sud-est d'Hoëdic (figures III.9 & III.30). Une faille de direction N120, affecte le socle entraînant la formation d'un héli-graben. Le mouvement de la faille (2 à 3 m de rejeu) déforme les

couches à la base au moment de ce réajustement. Ce mouvement continue faiblement puis s'arrête et le tout est scellé par une nouvelle couche de dépôt. Cet indice de rupture affectant la couverture holocène est à relier aux activités sismiques quaternaires de faible amplitude enregistrées sur le Massif Armoricaïn et dont les épicentres sont souvent localisés le long d'accidents anciens.

2.3. Géométrie du remplissage des unités sismiques

Le remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines est constitué de quatre principales unités sismiques. Le remplissage peut atteindre jusqu'à 35 m d'épaisseur (figures III.31 & III.32). Les unités sismiques présentent selon les secteurs étudiés (de la Baie de Concarneau à la Baie de Vilaine) des variations latérales d'épaisseur variables (tableau III.8).

a. Cartes isopaques du remplissage des vallées (unités 5 à 8)

- Baie de Quiberon et de Vilaine

La carte (figure III.31A) montrant la distribution des épaisseurs du remplissage des vallées permet de distinguer deux secteurs : un secteur Nord, de l'embouchure de la Vilaine au Nord de l'île d'Houat et un secteur Sud. Au Nord, on peut individualiser une bande longue d'environ 40 Km, d'orientation Est-Ouest où l'épaisseur maximale des dépôts rencontrés est d'environ 20 ms TWTT. Au Sud, on note une bande de 20 Km de long d'orientation nord-ouest à sud-est où les épaisseurs sont du même ordre. Ces deux secteurs correspondent aux deux bassins versants individualisés au toit de l'unité 3 (figure III.31A).

- Embouchure de la rivière d'Etel

La carte (figure III.31B) montrant la distribution des épaisseurs permet de mettre en évidence l'existence de deux axes principaux de dépôts séparés par une bande étroite où la puissance des dépôts est faible.

L'un des axes se situe dans le prolongement de la rivière d'Etel selon une direction Nord-est Sud-ouest. Le second, parallèle au premier, est situé plus à l'Ouest (figure III.31B).

Ces deux secteurs correspondent aux vallées mises en évidence et que l'on peut voir sur la figure III.11B.

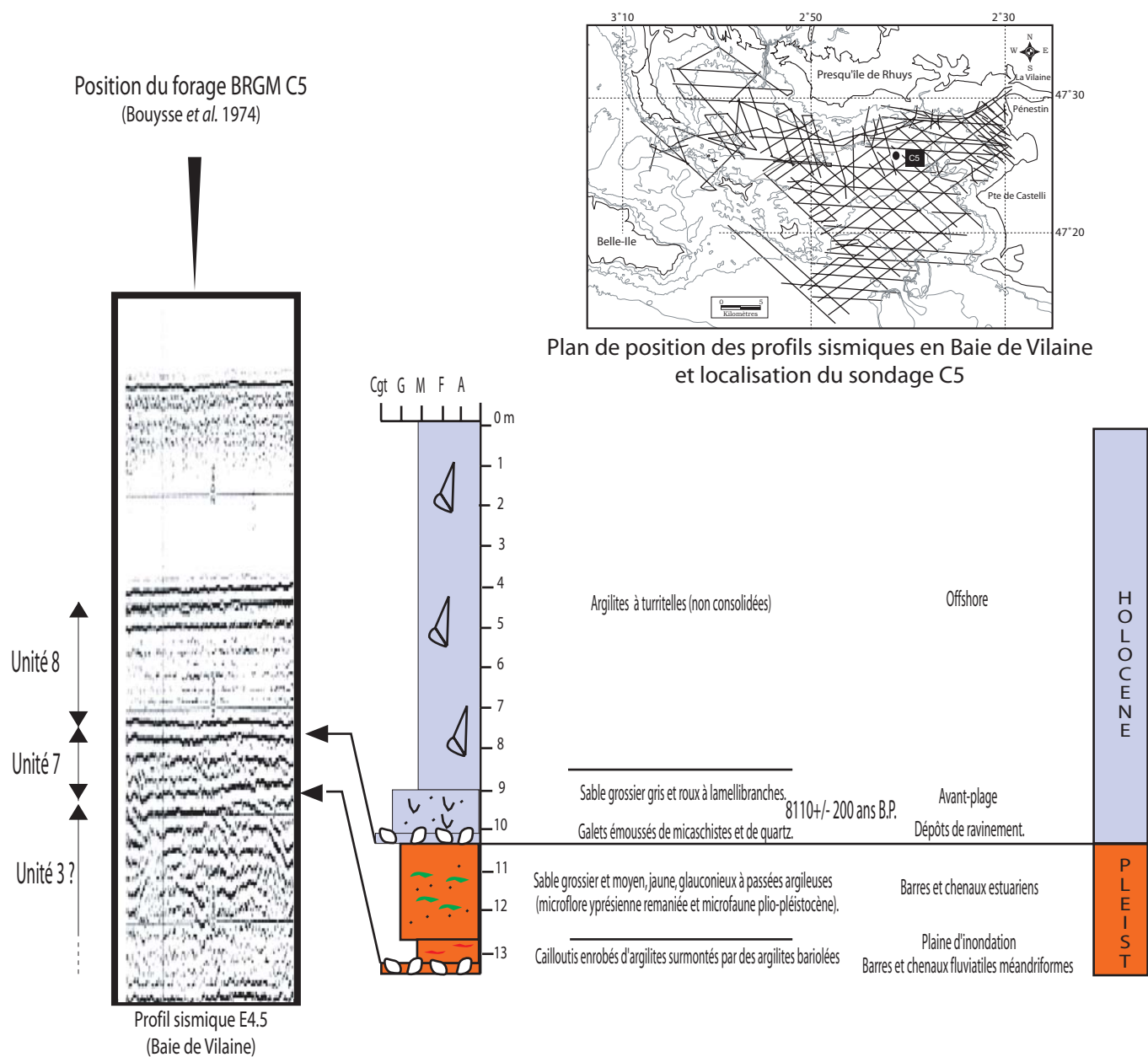
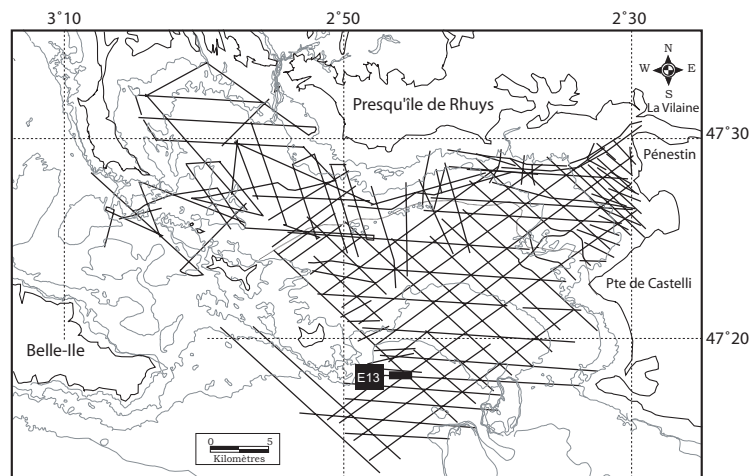
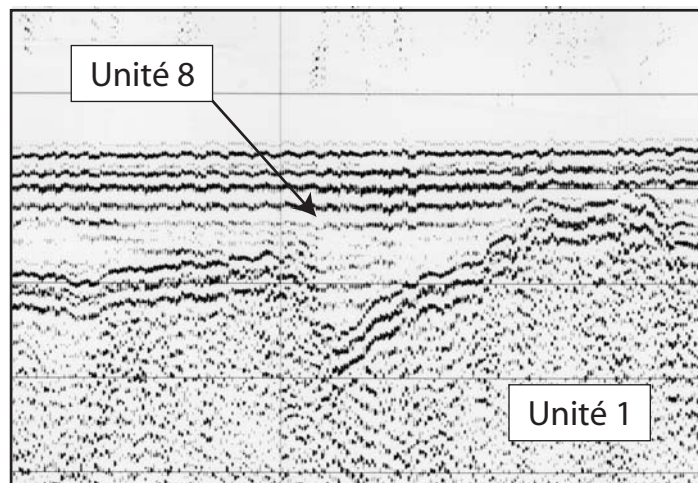


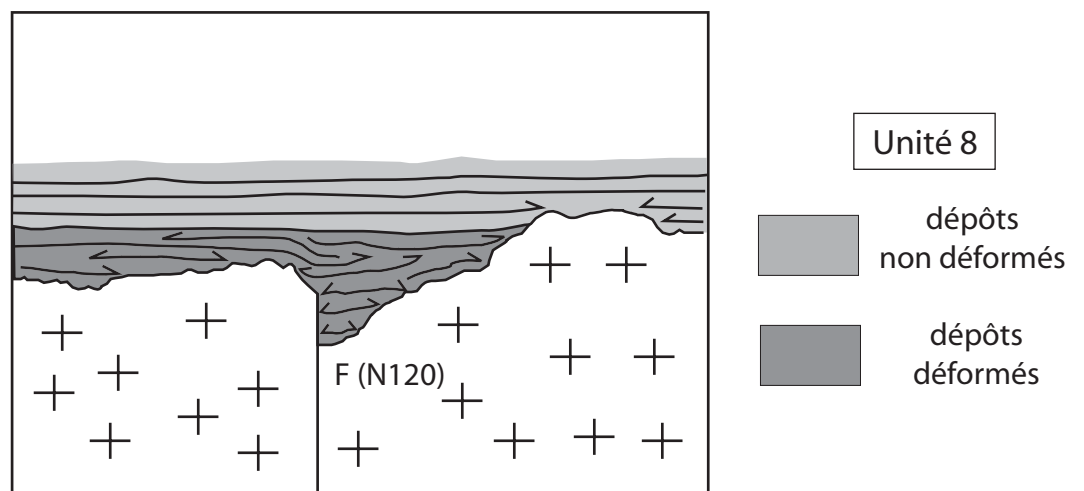
Figure III.29 : Description du sondage C5 de Bouysse *et al.*, (1974) et proposition de corrélation de ce sondage avec son image sismique obtenue sur le profil E4.5 acquis à l'aplomb du sondage (d'après Menier (1999); Proust *et al.*, (2001))



Plan de position des profils sismiques en Baie de Vilaine
et localisation de la section du profil E13



Section Brut du profil E13



Section interprétée du profil E13

Figure III.30 : Mise en évidence d'une faille syn-sédimentaire affectant
la base de la couverture holocène (Unité 8)

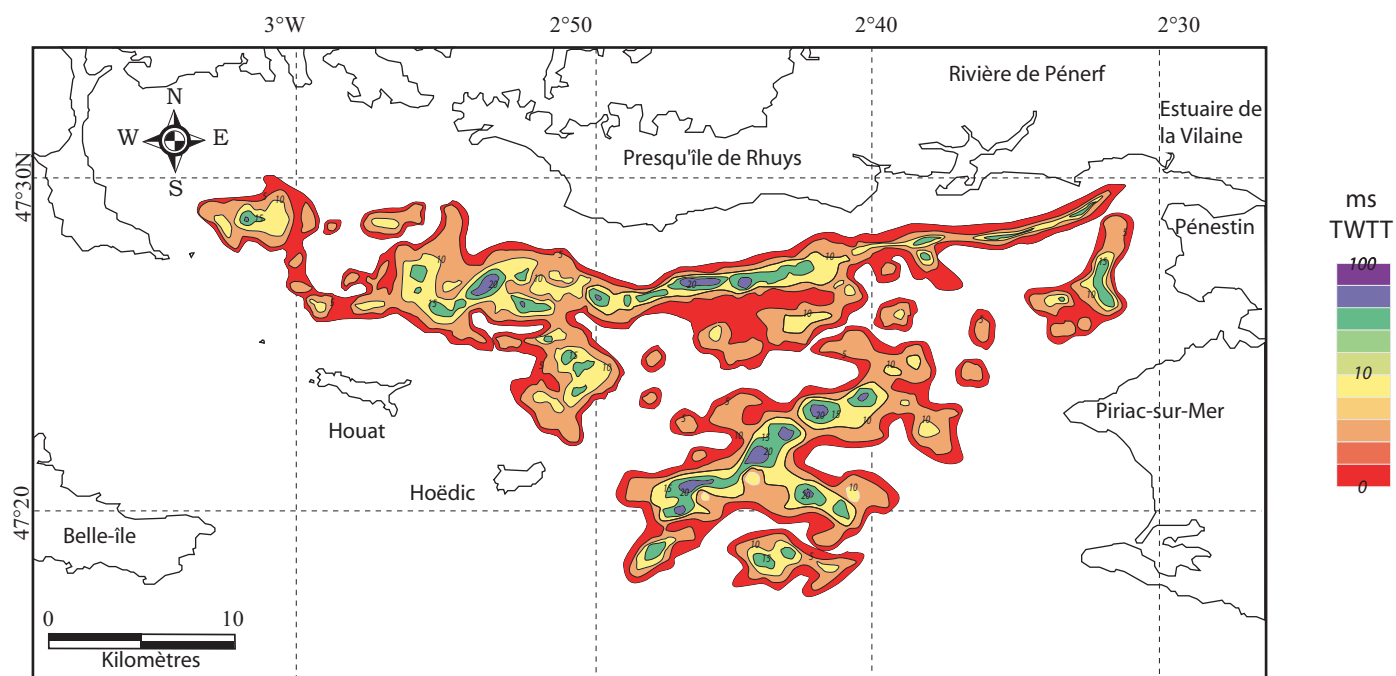
b. Distribution des unités sismiques dans les vallées

L'unité 5 se présente sous forme de paquets discontinus quelque soit la zone d'étude Elle n'a pas été caractérisée en Baie d'Etel (figure III.32C). En Baie de Concarneau, elle est préservée dans des micro-grabens de 5 Km de largeur délimitée (figure III.32A) par des failles N150/160 (faille Kerforne). En Baie de Lorient, elle est présente en amont du horst de Groix (à proximité de la fosse de Kornog) limité au Nord par un accident N120 (figure III.20B). Dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine, elle est déformée et préservée dans des micro-bassins localisés au nord-est d'Hoëdic (figure III.33).

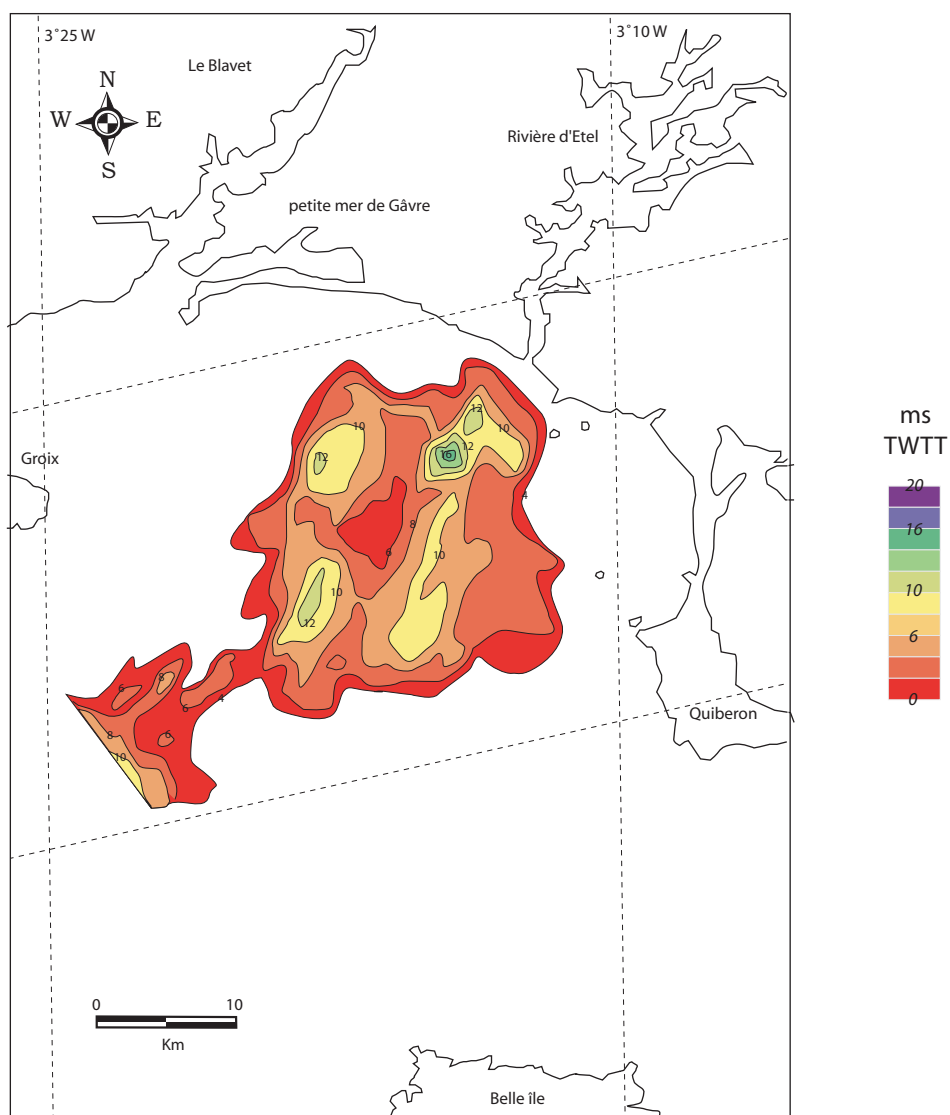
L'unité 6 a été caractérisée sur toute la zone d'étude à l'exception du secteur Sud de la Vilaine. Elle forme l'essentiel du remplissage des vallées fossiles. Elle est souvent représentée sur les 2/3 de la vallée (figures III.26 & III.33).

L'unité 7 a été caractérisée également sur toute la zone d'étude à l'exception du secteur compris depuis l'estuaire du Blavet à la fosse de Kornog (figures III.32 & III.27).

L'unité 8 correspond à l'unité supérieure, reposant sur les unités 6 & 7 et dont l'extension est de loin supérieure à la zone étudiée.

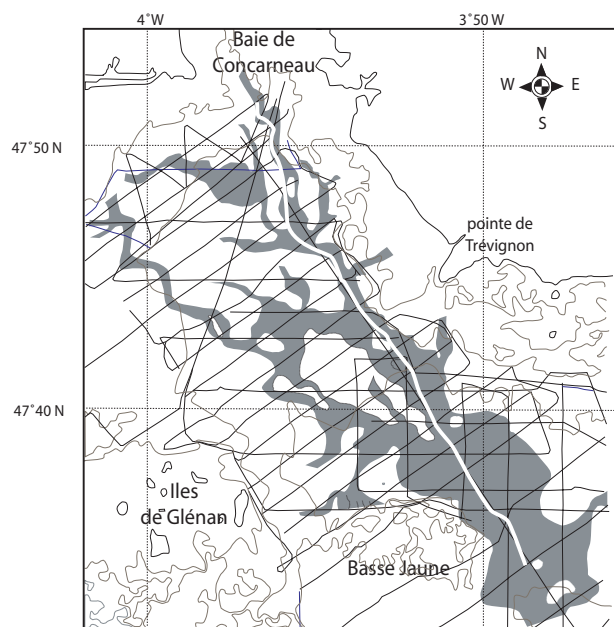


A: Carte isopaque de remplissage des vallées fossiles (unité 5 à unité 8)

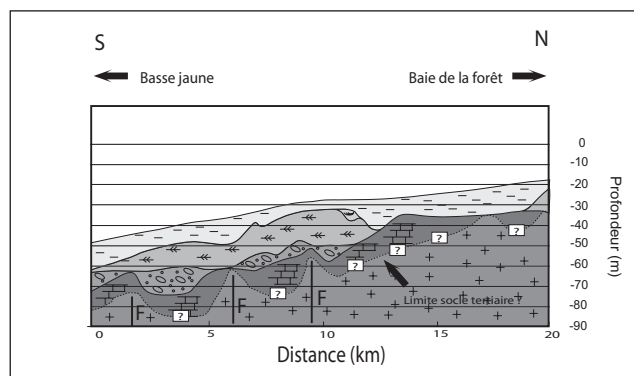


B : carte isopaque du remplissage des vallées fossiles

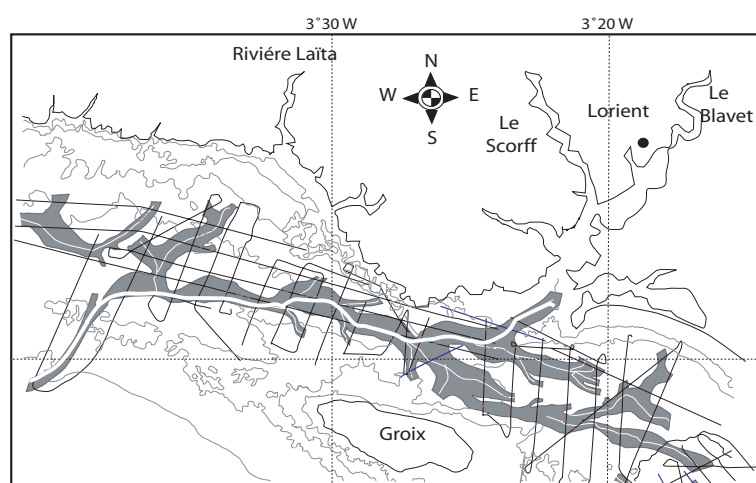
Figure III.31 : Carte isopagues de la couverture de remplissage des vallées submergées en Baie de Quiberon et de Vilaine (A) et au Sud de la rivière d'Étel (B)



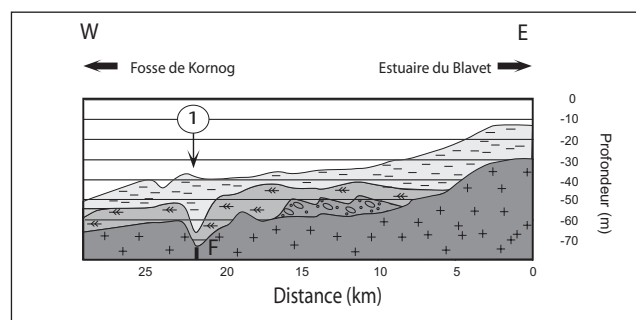
Paléo-vallées et talwegs de la Baie de Concarneau à la Basse jaune



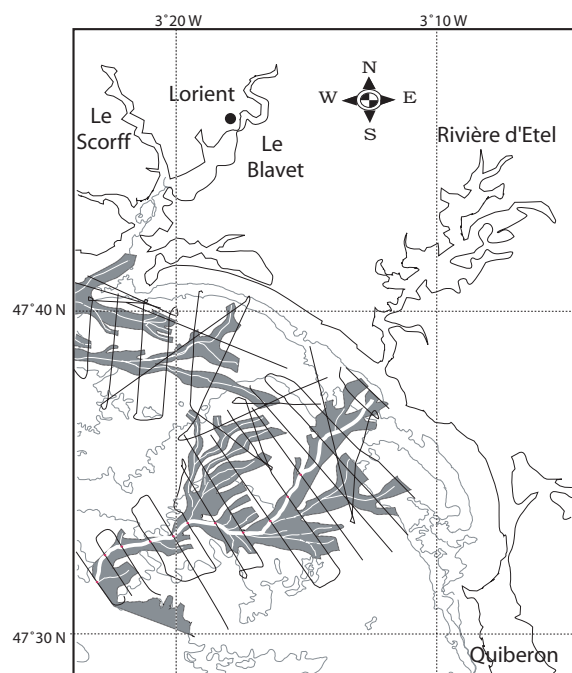
A. Unités sismiques de remplissage de la vallée principale en baie de Concarneau



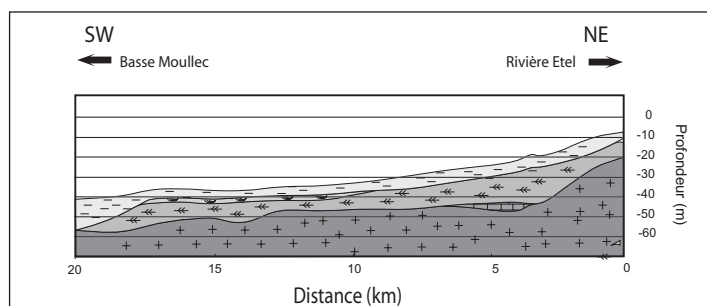
Paléo-vallées et talwegs de la Baie de Lorient



B. Unités sismiques de remplissage de la vallée fossile du Blavet



Paléo-vallées et talwegs de la vallée fossile de la rivière d'Etel



C. Unités sismiques de remplissage de la vallée fossile d'Etel

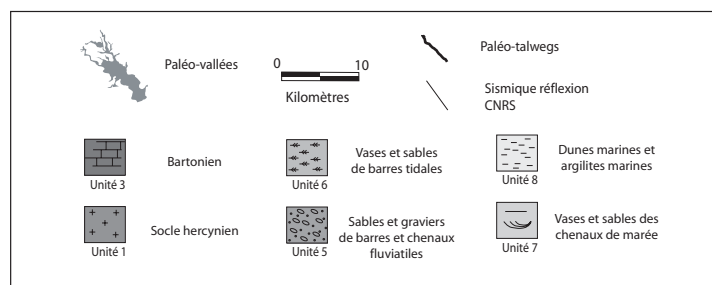
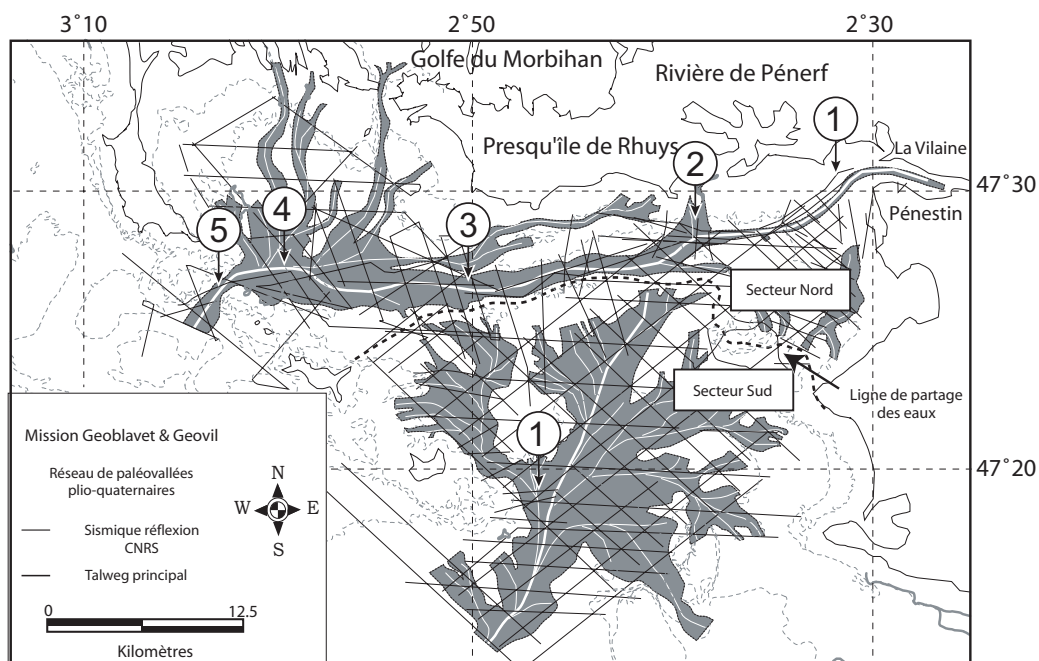
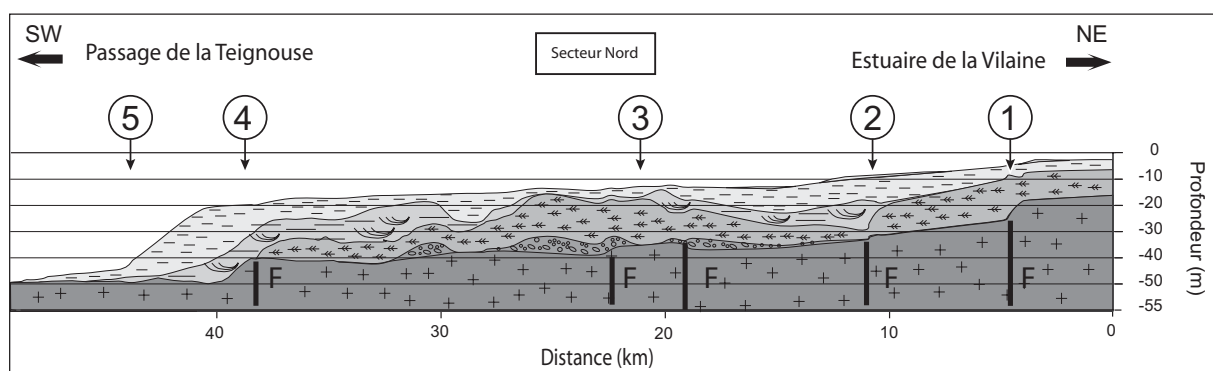


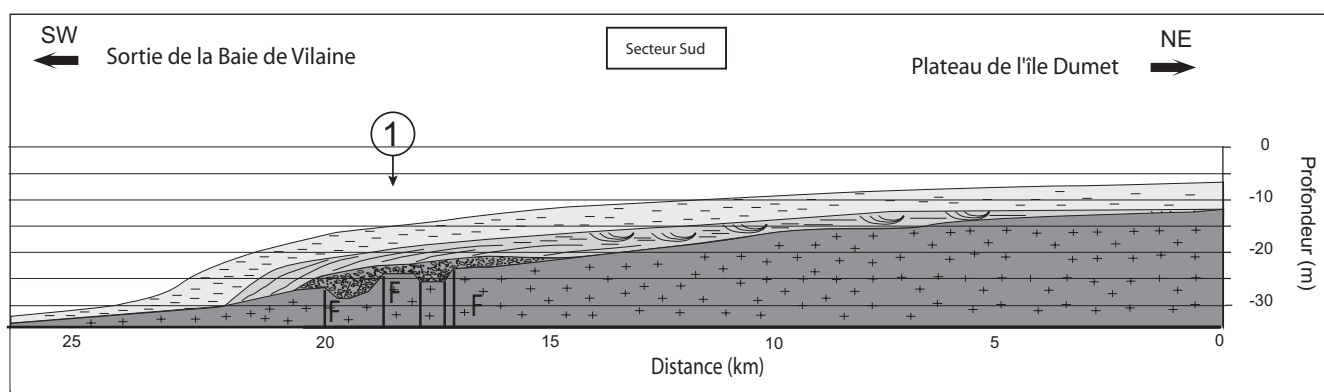
Figure III.32 : Profils longitudinaux simplifiés et unités sismiques de remplissage des vallées principales en baie de Concarneau, de Lorient et à la sortie de la rivière d'Etel



Paléo-vallées et talwegs des vallées fossiles
du secteur Nord et Sud de la baie de Quiberon et de Vilaine



A. Unités sismiques de remplissage de la vallée de la paléo-Vilaine (Secteur Nord)



B. Unités sismiques de remplissage de la vallée principale (secteur Sud)

Attention : Cette représentation du profil longitudinal supposé dans le secteur "Sud Vilaine" dans la partie médiane est masquée par une zone sourde d'orientation NE-SW. Il ne nous permet pas de reconstituer précisément le "profil en long" et les unités sismiques de remplissage de la vallée principale

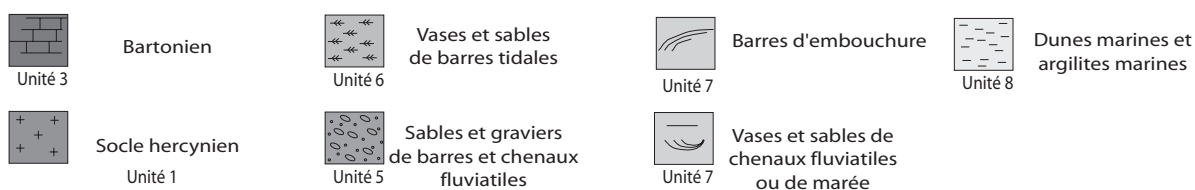


Figure III.33 : Profils longitudinaux simplifié et unités sismiques de remplissage des vallées principales dans le secteur Nord et Sud en baie de Quiberon et de Vilaine

	Baie de Concarneau	Baie de Lorient	Baie d'Etel	Baies de Quiberon & de Vilaine (Secteur Nord)	Baie de Vilaine (Secteur Sud)
Unité 5	0 - 15 m	0 – 10 m	-	0 – 8 m	0 – 10 m
Unité 6	0 - 18 m	0 – 18 m	10 – 15 m	0 – 20 m	-
Unité 7	0 - 5 m	-	0 – 3 m	10 – 15 m	10 – 15 m
Unité 8	5 – 15 m	5 – 30 m	5 – 15 m	2 – 20 m	5 – 20 m

Tableau III.8 : Localisation et épaisseurs des unités sismiques de remplissage des vallées fossiles.

c. Conclusions

L'étude morphologique des sections transversales des vallées a montré plusieurs niveaux d'incision (terrasses morphologiques), mettant en évidence de multiples phases de creusement. L'essentiel du remplissage sédimentaire (unités 6, 7, 8), à l'exception des dépôts fluviatiles (unité 5) préservés soit à la base des vallées ou dans de micro-grabens (figure III.31A) n'a pas de rapport avec la mise en évidence des terrasses morphologiques des sections transversales des vallées. La surface d'incision à la base des vallées est très vraisemblablement une surface polygénique antérieure aux dépôts caractérisant la série transgressive (unités 6, 7, 8). Ce résultat pose le problème de la non préservation de formations sédimentaires fluviatiles contemporaines des différentes phases de creusement. Les dépôts fluviatiles dans les vallées sud-armoricaines ont probablement été évacués, érodés et/ou transités au cours des différents bas niveau enregistrés depuis le dernier cycle glaciaire (150 000 ans à nos jours). Ces dépôts sont à titre d'hypothèse préservés sur le rebord de la plateforme externe (prisme plio-pléistocène (Hommeril *et al.*, 1972 ; Hersey & Whittard, 1966 cité par Vanney, 1977) et/ou au pied du talus continental.

2.4. Modèles de remplissage des vallées fossiles

Les unités de remplissage des vallées fossiles ont mis en évidence quatre cortèges de dépôts. Ces derniers peuvent être isolés à travers deux modèles de remplissage de vallées fossiles.

a. Unités sismiques

L'analyse des données sismiques acquises, calibrées par des données de terrain et de carottes (figures II.2 & III.29), montre que deux ensembles acoustiques peuvent y être distingués. Un premier ensemble basal constitué d'unités sismiques déformées qui composent le substratum de la Baie (U1,

U2, U3, U4), sur lequel reposent en discordance angulaire des séries sismiques de couverture récente qui constituent le remplissage de vallées fossiles (U5, U6, U7 et U8). Les unités du substratum comprennent, de la base vers le sommet, le socle cristallin armoricain (U1), les séries gréseuses de l'Yprésien (U2), les séries gréso-carbonatées du Bartonien (U3) et les séries carbonatées à operculines de l'Oligocène (U4). Les séries carbonatées à myogypsines du Miocène caractérisées en Baie de Concarneau par Delanoë *et al.* (1975) n'ont pas été déterminées à partir de ces nouvelles données sismiques. Les unités U2 à U4 sont séparées les unes des autres par des discontinuités interprétées comme des surfaces d'érosion. La couverture tertiaire de l'Eocène inférieur à supérieur est plissée et faillée. Les unités de couverture récente montrent quatre unités :

- **une unité (U5)** composée de dépôts fluviatiles en tresse (figure III.24) préservés à la base des vallées encaissées à l'exception des vallées situées en aval de la rivière d'Etel actuelle. Dans ce secteur, ces dépôts, ont soit été érodés ou soit ne se sont jamais déposés. Les dépôts peuvent être interprétés comme des dépôts résiduels (lag deposit) et pourraient correspondre :

- soit aux dépôts fluviatiles en tresse datés à terre, à la base, à 600 ka et au sommet, à 317 ka B.P., sur la plage de la Mine d'Or à Pénestin (Van Vliet Lanoë *et al.* 1995)
- soit à des dépôts fluviatiles datés de la fin du cycle Eemien (antérieur à 60 000 ans B.P.) mis en évidence sous les dépôts marins transgressifs holocènes dans la vallée de la Loire (Barbaroux *et al.*, 1980).
- Soit à des dépôts fluviatiles datés du Weischelien scellés par des dépôts sablo-vaseux à huîtres, compris entre -27 et -40 m NGF datés à 13Ka +/- 350 B.P. (Barbaroux *et al.*, 1980).

- **une unité 6 (U6)** composée de bancs tidaux (remplissage de rias) constitue l'essentiel du remplissage des vallées sud-armoricaines à l'exception des vallées situées dans le secteur Sud de la Vilaine (figure III.26). Ces dépôts pourraient correspondre à des dépôts mis en place dans des conditions estuariennes, associées à une dynamique tidale.

- **une unité 7 (U7a, b, c)** composée de dépôts de plaine tidale incisée par des chenaux de marée (U7c) à l'exception des vallées situées dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine (figure III.27). Dans ce secteur, elle comprend des dépôts de plaine d'inondation à argilites bariolées incisés par un réseau fluvial à estuarien de type méandrique (U7b), passant vers le Sud à des barres d'embouchure (U7a). Ce réseau fossile pourrait correspondre à un paysage de type plaine côtière à influence marine (tidale).

- **une unité supérieure (U8)** constituée par des dépôts marins argileux de faible énergie reposant sur une mince semelle sableuse datée de 8110 ans +/- 200 ans et passant localement, vers le haut, à proximité des îles (Glénan, Houat, Hoëdic) à des dépôts de barrière et arrière barrière littorales.

b. Surfaces de discontinuité

Cette succession sédimentaire formée par U5, U6, U7 et U8, est recoupée par quatre surfaces de discontinuité majeures jalonnées par des vallées (figure III.34). Ces surfaces sont caractérisées par (1) la troncature des réflecteurs sous-jacents et (2) la discordance des réflecteurs qui les surmontent (onlap, downlap). Ce sont de la base vers le sommet :

- une surface d'érosion, surface de base de toutes les vallées (SB U5, figure III.34) associée à la discordance angulaire entre le substratum (U1, U2, U3, U4) et la couverture (U5, U6, U7, U8) ; cette surface dessine une topographie irrégulière qui comprend des vallées à rebords abrupts qui délimitent des paléoreliefs d'une vingtaine de mètres de hauteur dont certains sont bordés par des failles (figure III.34A & III.34B). Cette surface est surmontée par des dépôts fluviatiles en tresse parfois déformés comblant partiellement la topographie. Elles sont interprétées comme le résultat de l'action combinée de l'érosion fluviatile et de l'activité tectonique régionale le long de failles normales.

- une surface d'érosion (SB U6, figure III.34) formant de grandes vallées qui incisent les dépôts fluviatiles en tresse de l'unité 5. Cette surface est surmontée de dépôts tidaux d'une épaisseur moyenne d'environ 20 m en aggradation.

- une surface d'érosion (SB U7, figure III.34) jalonnée de vallées méandriiformes à rebords doux qui incisent les dépôts fluviatiles en tresse de l'unité 5 observés principalement dans le secteur Sud de la Vilaine. Cette surface est surmontée de dépôts fluviatiles à estuariens de type méandriiformes. Elle disparaît vers le Sud-ouest, où elle entre en conformité, à la base du cône sédimentaire à barres d'embouchures (figure III.34).

- une surface d'érosion chenalisée (Rt, figure III.34), méandriiforme, dont le relief est peu prononcé mais incisé vers le Nord (proche des côtes actuelles) par des petits chenaux. Cette surface est surmontée, au Nord, dans les petits chenaux, par des dépôts estuariens et, au Sud, par des sables grossiers à lamellibranches. Cette surface disparaît vers le Sud où elle entre en conformité dans les argilites à Turritelles (U8).

Ces surfaces de discontinuités SB U6 et SB U7, caractérisées à la fois par des discordances angulaires d'extension régionale, entre réflecteurs sismiques, et une érosion continentale, sont interprétées comme des limites de séquences (SB, figure 34). La surface supérieure SR U8 (figure III.34)

est surmontée par une très faible épaisseur de dépôts qui pourraient être éventuellement issus du remaniement de sédiments continentaux (cailloutis à quartz et micaschistes roulés (Bouysse *et al.*, 1974) (figure III.29).

Ces dépôts sont préservés soit dans des petits chenaux de marée au Nord, soit plus généralement dans des dépôts marins proximaux (sables grossiers à lamellibranches). La surface SR U8 pourrait donc être, localement, vers l'amont, d'origine polygénique et représenter le remaniement d'une surface d'érosion continentale par une surface d'érosion marine postérieure. Cette dernière étant elle-même composée d'une surface de ravinement tidal (Rt, figures III.34 & III.35) et d'une surface de ravinement par la houle (Rh, figures III.34 & III.35). Par ailleurs, deux autres surfaces remarquables doivent être prises en compte (1) une surface de transgression (TS, figures III.34 & III.35) qui marque le contact entre des dépôts continentaux et marins des unités 6 ou 7 et (2) une surface d'inondation maximale (MFS, figure III.34) située localement à la base des argilites d'offshore à Turritelles de l'unité 8.

c. Cortèges de dépôt

Les unités sédimentaires définies ci-dessus, limitées par des surfaces-clés, permettent de définir des assemblages tridimensionnels de faciès génétiquement liés par les mêmes processus de dépôts et de préservation ou "systems tracts" (Brown et Fisher, 1977). La superposition ordonnée de ces cortèges construit les séquences de dépôts (Posamentier et Vail, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988). Dans notre exemple, quatre cortèges peuvent être isolés au sein de deux modèles de remplissage de vallées fossiles. Ils sont décrits du plus ancien au plus jeune.

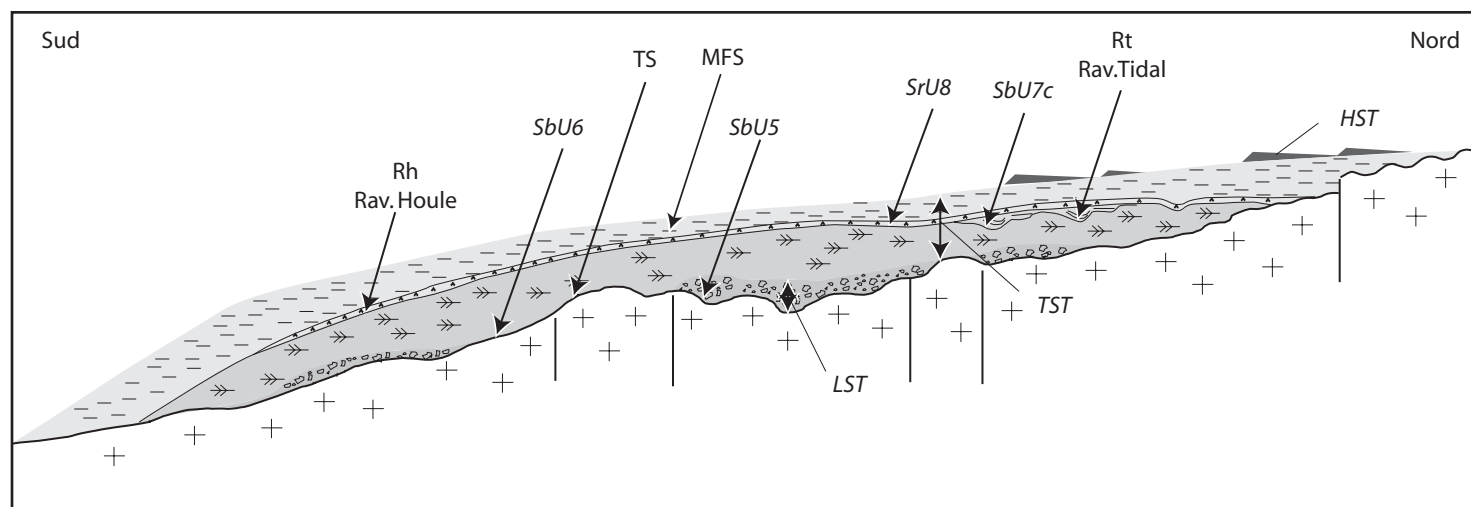
Modèle 1 : Les cortèges sédimentaires observés dans les Baies de Concarneau, de Lorient à l'embouchure de la rivière d'Etel, de Quiberon et de Vilaine (secteur Nord)

1) Un cortège composé des dépôts fluviaux en tresse compris entre la limite de séquence SB U5 et la limite de séquence SB U6. Ce cortège qui repose sur une surface d'érosion continentale, est interprété globalement comme des dépôts dits "de bas niveau" ou "lowstand systems tract". Ces dépôts, déjà en rétrogradation, comblent les paléotopographies au toit du substratum armoricain (figure III.34.B).

2) Un cortège composé de dépôts tidaux (barres tidales en aggradation) compris entre la limite de séquence SB U5 et la surface d'inondation maximale (figure III.34A). Ces dépôts constituent l'essentiel du remplissage des vallées incisées sud-armoricaines. Ils sont surmontés par des dépôts comprenant trois parties distinctes :

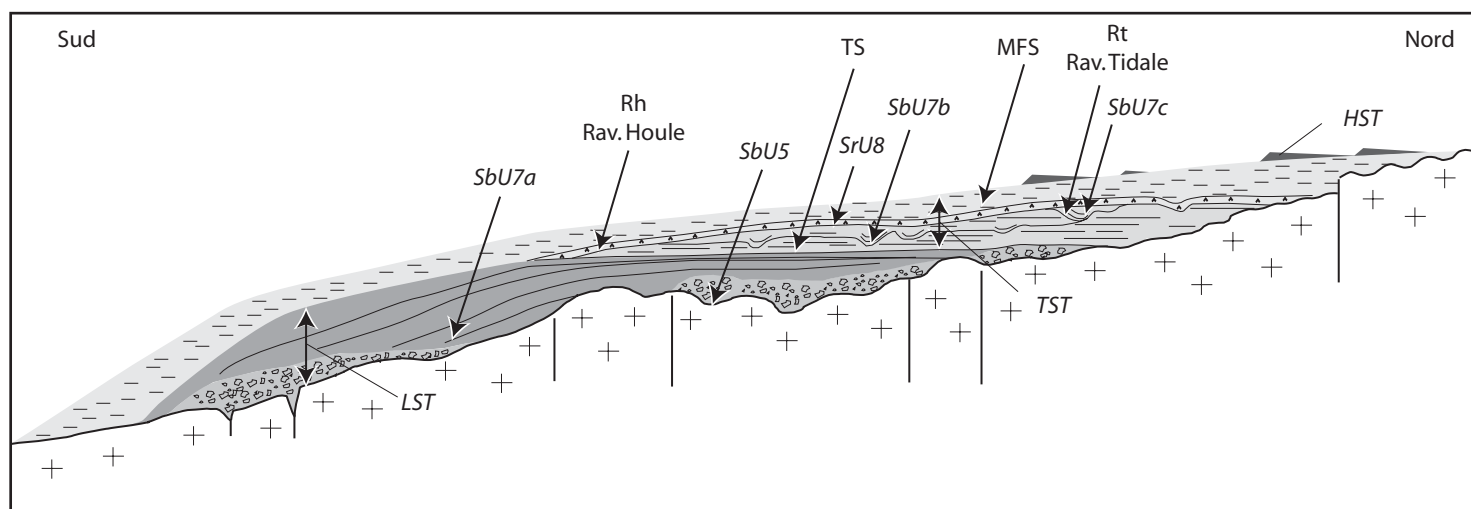
A

Modèle 1
 rapport profondeur/largeur: 1%
 profondeur moyenne : 30 m
 largeur moyenne : 3000 m



B

Modèle 2
 rapport profondeur/largeur : 0.24%
 profondeur moyenne : 18 m
 largeur moyenne : 7500 m



Unités 1, 2, 3, 4
 (Substratum)



Unité 5



Unité 6



Unité 7



Unité 8



Sables et graviers
 de barres et chenaux
 fluviaux (tresse)



Chenaux fluviaux
 Chenaux tidaux &
 Plaine tidale



Bancs à maërls
 & dunes hydrauliques



Sables bioclastiques
 bioturbés de ravinement



Barres
 d'embouchure



Barres tidales
 en aggradation



Dépôts d'offshore

Sbx/Sbx, "Unconformity"/Surface de ravinement, base de l'unité x

MFS, Surface d'inondation maximale

Rt, Rav.tidal, Surface de ravinement par les marées

Rh, Rav. Houle, Surface de ravinement par la houle

Figure III.34 : Modèles de remplissage des vallées incisées sud-armoricaines

- Une partie composée de dépôts estuariens de plaine tidale (replats tidaux) compris entre la limite de séquence SB U7 (figure III.34) et la surface de surface tidale (Rt, figures III.34 & III.35).

- Une partie composée de chenaux compris entre la surface de ravinement tidal (Rt) et la surface de ravinement par la houle (Rh). Ces dépôts sont des dépôts de ravinement tidaux (Zaitlin *et al.*, 1994).

- Une partie composée de sables bioclastiques et bioturbés situés entre la surface de ravinement par la houle (Rh, figures III.34 & III.35) et la surface d'inondation maximale. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de ravinement de houle. Ce cortège est interprété comme un cortège transgressif

3) Un cortège terminal composé exclusivement de sédiments marins d'argilites à Turritelles, de barrière et d'arrière barrière littorales (U8) compris entre la MFS et le fond marin actuel. Il est interprété comme un cortège de haut-niveau.

Modèle 2 : Les cortèges sédimentaires observés dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine

1) Un cortège composé des dépôts fluviaux en tresse compris entre la limite de séquence SB U5 et la limite de séquence SB U6. Ce cortège qui repose sur une surface d'érosion continentale, est interprété globalement comme des dépôts dits "de bas niveau" ou "lowstand systems tract". Ces dépôts, déjà en rétrogradation, comblent les paléotopographies au toit du substratum armoricain (figures III.34B).

2) Un cortège composé de dépôts fluviaux à tidal de type méandriforme compris entre la limite de séquence SB U5 (figure III.34B) et la surface de transgression (TS, figure III.34B). Ces dépôts passent vers le sud-ouest à un cône sédimentaire d'embouchure, ainsi ce cortège est interprété comme des dépôts de bas niveau de type prisme de bas niveau ou "lowstand wedge". Ce cortège a été caractérisé uniquement dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine (figure III.34B).

3) Un cortège composé de dépôts mixtes fluvio-estuariens et marins compris entre la surface de transgression (TS, figure III.34B) et la surface d'inondation maximale (figure III.34B). Il comprend, de la base vers le sommet, trois parties distinctes.

Une partie composée de dépôts fluvio-estuariens et de replats tidaux compris entre la surface de transgression (TS, figure III.34B) et la surface de ravinement tidal (Rt, figure III.35) ou bien l'amalgame entre la surface de ravinement tidal et la surface de ravinement par la houle (Rh, figure III.34).

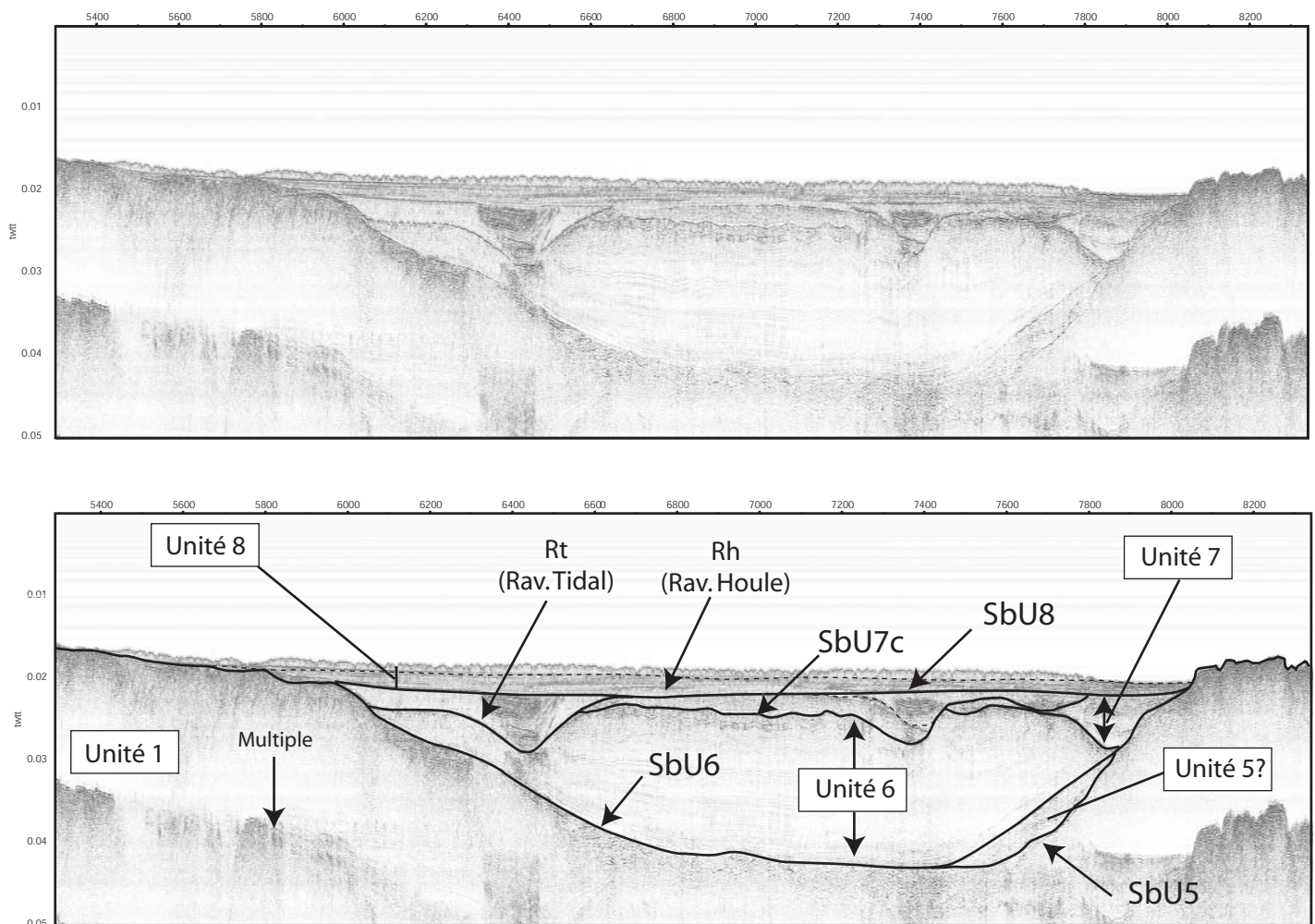
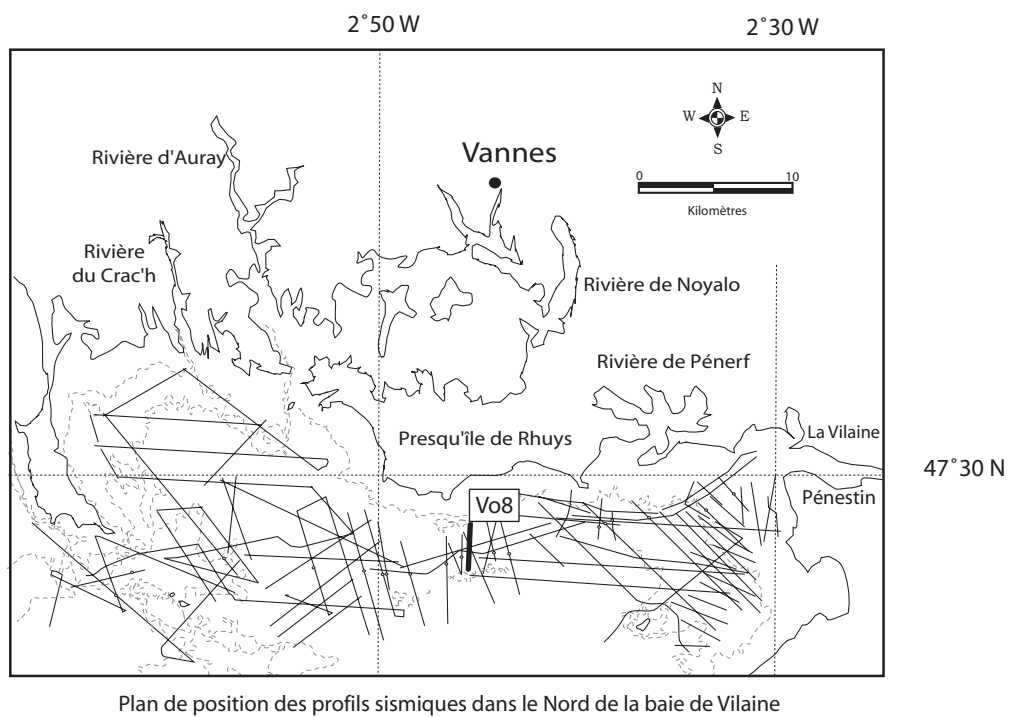


Figure III.35 : Aspect brut et surligné du Profil boomer V08 (Baie de Vilaine) montrant,
 - l'organisation des différentes unités sismiques et les surfaces de discontinuités SbU5 à SbU8
 - la surface de ravinement par la houle et la surface de ravinement tidale

Une partie composée des minces dépôts de chenaux tidaux compris entre la surface de ravinement par les marées (Rt, figures 34B & III.35) et la surface de ravinement par la houle (Rh, figure III.35). Ces dépôts sont des dépôts de ravinement tidaux (Zaitlin *et al.*, 1994).

Une partie composée de sables marins bioclastiques et bioturbés situés entre la surface de ravinement par la houle (Rh, figure III.34B) et la surface d'inondation maximale. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de ravinement de houle.

Ce cortège est interprété comme un cortège transgressif. Il comprend trois parties distinctes dont la structure correspond à celle de cortèges plus petits, sans qu'aucune terminologie particulière n'existe pour les nommer dans la littérature actuelle.

4) Un cortège composé de dépôts marins d'argilites à Turritelles, de barrière et d'arrière barrière littorales compris entre la surface d'inondation maximale et le fond marin actuel. Ce cortège peut correspondre au pied d'un cortège sédimentaire de haut niveau marin.

d. Séquences de dépôt

A l'échelle de notre zone d'étude, ces agencements de cortèges composent deux séquences de dépôts incomplètes. Une séquence inférieure, située entre les surfaces SB U5 et SB U6 (figure III.23), qui comprend un système tract unique, de bas niveau. Cette séquence inférieure est commune à tous les systèmes de vallées étudiées. Une séquence supérieure de nature différente qui a été observé dans deux secteurs distincts.

Dans le secteur compris depuis la Baie de Concarneau au secteur Nord de la Vilaine : La séquence supérieure entre la limite de séquence SB U6 et le fond marin est composée d'un cortège transgressif et le début d'un cortège de haut niveau. Le système transgressif est particulièrement complet et composite. Il est recoupé dans sa partie médiane par des dépôts de ravinement généralement mieux préservés dans les dépôts de vallées incisées (Dalrymple *et al.*, 1994 ; Zaitlin *et al.*, 1994) que sur de larges plate-formes (figure III.35).

Dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine : La séquence supérieure, comprise entre la limite de séquence SB U7 et le fond marin actuel, est composée d'un cortège de bas niveau, d'un cortège transgressif et le début d'un cortège de haut niveau. Le système transgressif est également recoupé dans sa partie médiane par des dépôts de ravinement (Dalrymple *et al.*, 1994 ; Zaitlin *et al.*, 1994).

e. Comparaison des deux modèles de remplissage

La série transgressive composée de trois unités paraît préservée selon deux modalités.

- Dans le modèle de vallée dont le rapport largeur/profondeur est **de l'ordre de 1%** [modèle (1) ; vallées profondes et encaissées], les dépôts de l'unité 6, de l'unité 7 (uniquement les dépôts de chenaux de marée et de replat tidaux) et de l'unité 8 sont rencontrés.
- Dans le modèle de vallée dont le rapport largeur/profondeur est **de l'ordre de 0.24%** [modèle (2) ; vallées larges et peu encaissées], l'ensemble des dépôts de l'unité 7 (barres d'embouchure, dépôts de chenaux fluviaux, de marée et replats tidaux) et de l'unité 8 sont rencontrés.

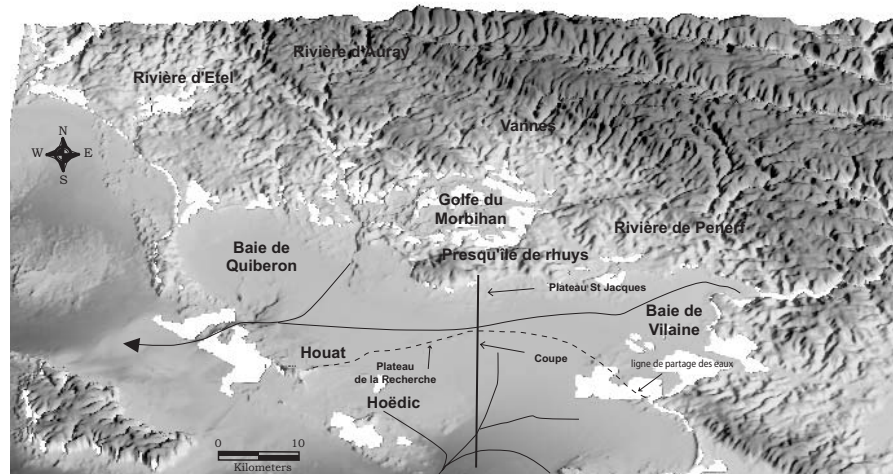
Les différences entre les deux modèles correspondent à (1) deux types morphologiques de vallées et (2) à l'absence ou la présence de l'unité 6 et d'une partie des dépôts de l'unité 7 (figures III.35, III.36 & III.37).

Sachant que la dernière remontée du niveau marin peut être considérée comme synchrone à l'échelle de notre zone d'étude, le comblement progressif des vallées fossiles sud-armoricaines s'effectue de manière différente selon la morphologie des vallées :

- soit dans des vallées profondes (ou paléo-rias) ;
- soit dans les vallées plus larges pouvant être considérées comme des baies plus largement ouvertes au domaine marin.

Lors de la remontée du niveau marin, dans le secteur Sud de la Baie de Vilaine, les sédiments issus de ce bassin versant sont piégés et se répartissent dans de larges vallées peu encaissées sur l'ensemble de la plaine côtière. Les chenaux fluviaux (unité 7b, figure III.36) présentent une sinuosité de type méandrique et constituent une partie du cortège transgressif. Alors qu'au même moment, dans les autres vallées sud-armoricaines plus encaissées et à l'abri des hauts-fonds (Baies de Concarneau, de Lorient, d'Étel, de Quiberon et au Nord de la Baie de Vilaine ; figure III.1), on assiste à un comblement de paléo-rias dominés par la marée, caractérisé par des barres tidales d'estuaire (unité 6 ; figure III.36).

La morphologie des vallées semble être l'un des facteurs de contrôle en terme de répartition, de nature, d'épaisseur et de géométrie des dépôts. Les dépôts associés aux chenaux fluviaux de type méandriques de l'unité 7b, caractérisés uniquement dans les vallées larges du secteur Sud de la Vilaine, sont donc très vraisemblablement contemporains des dépôts de l'unité 6 (barres tidales d'estuaires).



Modèle Numérique de Terrain : données I.G.N et S.H.O.M

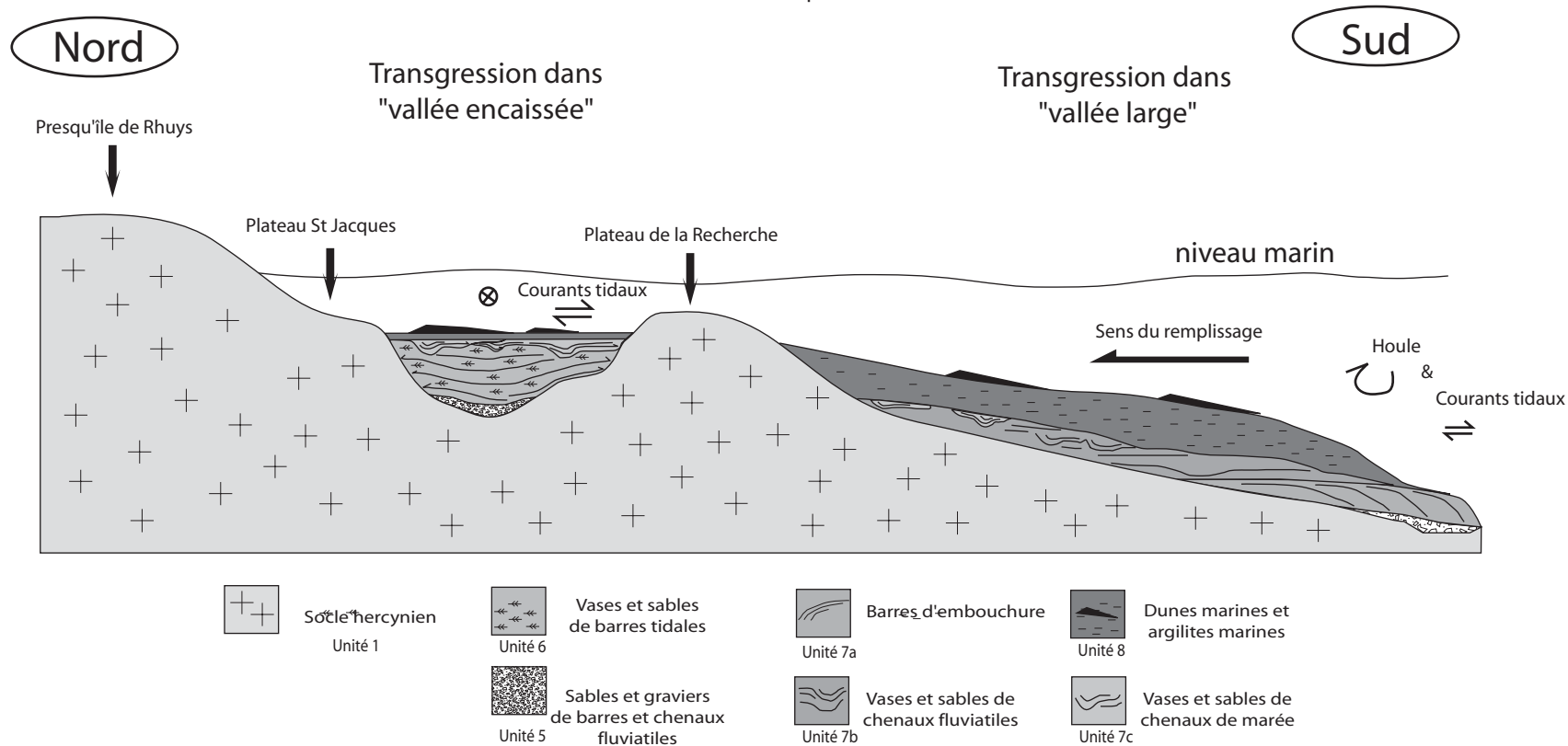


Figure III.36 : Coupe géologique simplifiée Nord-Sud
(Absence d'échelle verticale et horizontale)

"Vallées encaissées"

(Baie de Concarneau ; Baie de Lorient ;
Embouchure de la rivière d'Etel
Baie de Quiberon ; Baie de Vilaine (secteur Nord))

"Dépression larges"

Baie de Vilaine (secteur Sud)

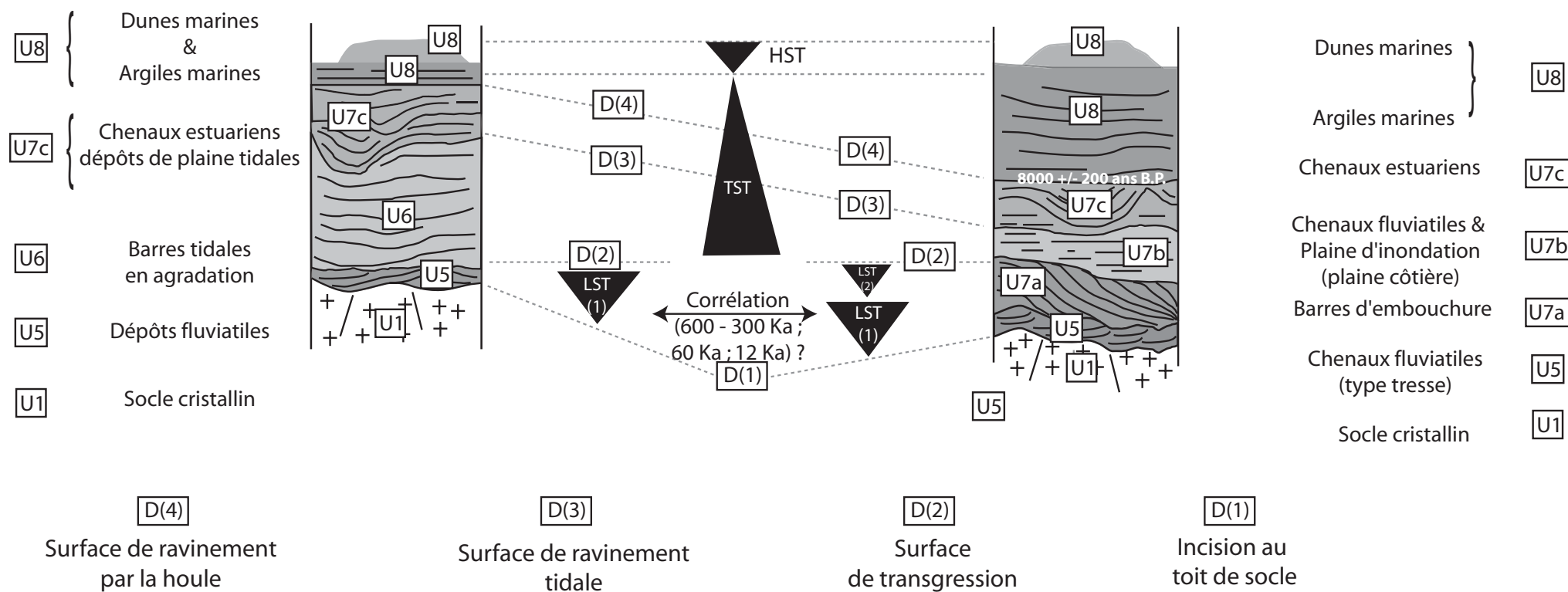


Figure III.36B : Proposition de corrélation stratigraphique entre les unités 6 & 7

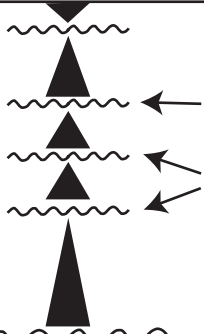

Unités	Age	Epaisseur	Lithologie	Environnements de dépôts	Interprétation stratigraphique	
8	Holocène	0 - 3 m 0 - 30 m	Dunes & bancs à Maërls argilites à turritelles	Marin		<i>Prisme de Haut niveau</i> <i>Série transgressive (cortège transgressif & cortège de haut niveau)</i>
7b-c	Holocène	0 - 15 m	Argiles, silt Sables grossiers à fins graviers	Tidal méandriforme (U7c) et/ou Fluviale méandriforme (U7b)		<i>Série régressive (cortège de bas niveau)</i>
6	Holocène à Pléistocène sup	0 - 20 m		Bancs tidaux (U6) (en aggradation)		
7a 5	Pléistocène	0 - 13 m	Sables & graviers	Barres d'embouchure (U7a) Fluviale en tresse		<i>6 incisions majeures mise en évidence</i>
non observé (Delanoë <i>et al.</i> , 1975)	Miocène	0 - 3 m	Calcaires à myogypsines	Marin	incision 5	
4	Oligocène sup	0 - 18 m	Calcaires à operculines		incision 4 (Delanoë <i>et al.</i> , 1975)	
3	Eocène sup (Bartonien)	0 - 100 m	Calcarénites gréseuses		incision 3	
2	Eocène inf (Yprésien)	0 - 20 m	Sables & argiles	Marin peu profond à continental	incision 2	
1	Socle hercynien		Roches métamorphiques & magmatiques		incision 1	

Figure III.37 : Age, lithologie, paléoenvironnements et interprétation stratigraphique des unités sismiques mise en évidence

CHAPITRE IV

DISCUSSION

Dans ce travail nous avons tenté de préciser l'architecture des dépôts préservés entre la côte et l'isobathe 50 mètres au débouché des principales vallées sud-bretonnes (Odet, Blavet, Etel et Vilaine) à partir de données d'imagerie acoustique sous-marine (sismique très haute résolution) et de données morphobathymétriques. Ces dépôts comprennent des vallées fossiles submergées depuis la dernière transgression post-glaciaire encadrées par deux accidents tectoniques régionaux majeurs, le C.S.A. (Cisaillement Sud Armoricaire) au Nord et l'E.S.A. (Escarpement Sud Armoricaire) au Sud. Nous avons ainsi décrit et interprété la nature substratum des vallées, la nature et l'architecture de leur remplissage ainsi que l'évolution de leur profils longitudinaux.

Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence :

- cinq réseaux hydrographiques dont l'orientation est en partie dépendante du cadre morpho-structurale de la zone d'étude.
- la structure du prisme transgressif du Pléistocène à Holocène armoricaire préservé dans les vallées fossiles.
- l'évolution du relief de cette zone submergée en relation avec l'histoire récente du Massif Armoricaire.

L'ensemble de ces résultats nous conduit discuter certains aspects mis en évidence.

A. LA MORPHOLOGIE COTIERE ET LES SURFACES D'ABRASION

1. Le modèle général

L'analyse morphobathymétrique du M.N.T terre/mer (figures III.1 & III.3) a permis d'améliorer la lecture du relief sous-marin. Les principales caractéristiques de la morphologie sous-marines sud-armoricaine sont :

- L'existence d'une série d'îles et de hauts fonds alignés selon la direction N120 (C.S.A.). Ils forment un ensemble rocheux qui limite vers le Sud une dépression périlittorale au sens de Pinot (1974) et de Vanney (1997). Cette dépression correspond aux principales Baies de Concarneau, Lorient, Quiberon et Vilaine.
- Une succession de platiers fossiles submergés interprétés comme d'anciennes surfaces d'abrasion marines. Les différents niveaux platiers mis en évidence sur le domaine sous-marin côtier sont localisés :
 - De l'anse de Bénodet, à l'Ouest, au plateau du Four à l'Est, deux principaux platiers situés à -8 m et - 30 m peuvent être suivis en continu.

- Sur le pourtour sud des îles de Groix et de Belle-île, où respectivement 5 et 4 platiers ont été observés situés à des profondeurs comprises entre -8 m et -35 m (tableau III.1). Ces différents platiers présentent un ensemble morphologique en paliers successifs séparés par des ressauts estimés ici à au moins 5 m (figure III.1 & III.3).
- Deux types de vallées submergées encore apparentes sur le fond : Le premier type correspond aux vallées situées au toit du substratum dans la plupart des cas dans le prolongement des rivières actuelles et à moins de l'isobathe 30m. La continuité entre les vallées actuelles et celles submergées sont particulièrement bien visibles sur le pourtour des îles de Groix et de Belle-île. Cette morphologie sous-marine correspond donc bien à une morphologie de type continental. Le second type de vallées, préservées au toit des secteurs recouverts de sédiments sont interprétées comme des chenaux de vidange de marée.
- Les alignements structuraux de direction N120 (C.S.A, héritage hercynien), N150/160 (failles Kerforne, Trias) et N30 (héritage cadomien). Ces directions de fractures seront réutilisées de nombreuses fois jusqu'à l'époque actuelle.

2. Les surfaces d'abrasion marine

Deux surfaces d'abrasion majeures ont été mise en évidence en domaine côtier sud-armoricain. Un niveau marin à 7-8 m a été reconnu dans la **Baie de Quiberon** (Pointe de Kerpenhir, **Locqmariaquer**, Visset *et al.*, 1996) et confirmé dans la **Baie du Mont St Michel** et sur la **côte Nord-Finistère**. (Morzadec, 1974). Ce niveau est daté à 6200-5000 ans B.P (Visset *et al.*, 1996). Un niveau marin à -30 m environ a été reconnu en Baie de la Vilaine (Bouysse *et al.*, 1974), en **Manche orientale**, en **Baie de Seine** (Morzadec *et al.*, 1999). Ce niveau est daté à -8000 ans B.P (fin Boréal ; Fairbanks, 1989). Pinot (1974) signale la présence de ces platiers à -30 m au **Nord de l'île de Groix**. Il les interprète comme étant des terrasses alluviales d'âge würmienne sans apporter plus de précisions (Pinot, 1974). Il s'agirait plutôt de terrasses marines.

De nombreuses surfaces d'abrasion ont également été signalées sur le pourtour du Massif Armorica. **En Baie de Douarnenez**, trois surfaces d'abrasion marines, circonscrites par un ressaut de 1 à 2 m (Jouet *et al.*, 2003), ont été caractérisés vers - 40 à - 35 m, - 25/- 28 m et - 17 m, établis lors de différents stationnements du niveau marin au cours du Quaternaire. **Au large de Belle-île** Pinot (1968), signale la présence de littoraux wurmiens à l'Ouest de Belle-île à partir d'arguments sédimentologiques (accumulations de sables, de galets littoraux) et morphologiques (« encoches

marines »). Il met ainsi en évidence sur la marge sud-armoricaine, des littoraux submergés situés à -106 ; -90 ; -55 m et à -37 m. *Au large du Trégor*, trois surfaces d'abrasion marines ont été mises en évidence à des niveaux situés vers -14/-25 m, -28/-42 m et -46/-50 m. (Lefort, 1970).

Ces auteurs interprètent ces surfaces d'abrasion ou d'accumulations détritiques littorales comme des phases de stationnement du niveau marin. Les surfaces d'abrasion marines à -20/-25 m ; -30 m ; -35 m pourraient correspondre aux mêmes stationnements décrits ici sur le pourtour des îles de Groix et de Belle-île.

Les deux platiers observés dans cette étude à -8 et -30 m pourraient donc correspondre à des périodes de stationnements du niveau marin respectivement à -6 200 -5 000 ans B.P et -8 000 ans B.P.

La courbe de variation du niveau marin en Bretagne depuis 10 000 ans (figure I.13) montre, pour les périodes climatiques comprises entre le Boréal au début du Subboréal, trois phases de ralentissement lors de la dernière transgression (Morzadec, 1974). La première phase de 8500 à 8000 ans B.P. présente un niveau situé à -22 / -26 m, la deuxième phase aux environs de 7500 ans B.P. est caractérisée par un niveau marin situé à -12 / -13 m et enfin la dernière, plus longue de 6500 à 5500 ans B.P. où le niveau marin oscille entre le niveau -6 et -9 m (Morzadec, 1974). Ces phases de ralentissement pourraient avoir participé au façonnement des surfaces d'abrasion marines observées à -8 et -30 m. Cependant, la seule utilisation du critère de profondeur, pour ces niveaux d'abrasion ou d'accumulations de sables et de galets littoraux, ne permet pas de déterminer leur âge avec certitude à l'exception peut-être des niveaux à -8/-10 m (6200-6500 ans B.P. ; Visset *et al.*, 1996) et -30/-35 m (8110 +/- 200 ans B.P. ; Bouysse *et al.*, 1974).

Un travail cartographique sur la totalité des surfaces d'abrasion marines et d'accumulations sédimentaires étendues à l'ensemble du domaine côtier breton, de la Manche et de la marge sud-armoricaine, permettrait de préciser leurs relations géométriques et les dater.

B. LES INCISIONS DU SUBSTRATUM DES VALLEES

Les données sismiques ont permis de préciser la nature des unités de la couverture tertiaire (unités 2 à 4) reposant en discordance sur le socle hercynien (unité 1). Les discontinuités séparant les différentes unités de couverture (unités 1 à 4) sont érosives entre elles.

Les différents types d'incision correspondent à :

- Des incisions majeures entre les différentes unités de la couverture tertiaire d'extension limitée et celle caractérisant la base des vallées quaternaires cartographiées à partir de la sismique étendues à toute la zone. Ces différentes surfaces d'érosion, caractérisant différentes surfaces morphologiques représentent l'héritage paléo-morphologique du bâti sud-armoricain.

Cinq surfaces d'érosion comprises entre le socle cristallin et le toit des formations tertiaires ont été mises en évidence (figure III.37). Trois sont particulièrement bien marquées. Elle sont situées :

- au contact socle/Yprésien
- au contact Eocène/Oligocène
- au toit de l'Oligocène, à la base des vallées quaternaires

La surface d'érosion entre le socle et les formations yprésiennes, très irrégulière correspond à un réseau de paléovallées. L'Yprésien est la formation la plus ancienne reposant au toit du socle cristallin. Les dépôts yprésiens comblent une surface soumise à l'altération depuis le début du Paléogène (Thomas, 1999 ; figure I.14). Ces vallées fossiles très larges peuvent avoir deux origines, liées soit à la chute du niveau de la mer au Thanétien (Paléocène sup), soit à la surrection du Massif Armoricaïn depuis le début du Paléogène (Thomas, 1999, Guillocheau *et al.*, 2003).

La surface d'érosion entre le Bartonien et l'Oligocène caractérisée en Baie de Concarneau (Delanoë, 1988 et cette étude) correspond à un réseau de vallées incisées d'une profondeur d'une vingtaine de mètres. Ce réseau emprunte partiellement ou totalement le réseau précédent. A titre d'hypothèse, cette incision pourrait être une manifestation tardive de la compression pyrénéenne entraînant un soulèvement des formations éocènes (Delanoë, 1988 ; Thomas, 1999) et donc leur incision ultérieure.

La surface d'érosion post Oligocène à la base des vallées quaternaires peut inciser le socle, l'Yprésien, le Bartonien ou l'Oligocène. Les vallées quaternaires reposent sur une surface post oligocène dont l'âge et l'origine peuvent être précisés par des observations à terre. En effet, à Régigny, Guillocheau *et al.* (1998) montrent une phase d'incision datée du Serravalien supérieur/Tortonien basal se caractérisant par des vallées faiblement incisées d'une profondeur de 10 à 20 m pour des largeurs pouvant atteindre 700 m (figures I.6 & I.7). Ces vallées sont comblées par les sables rouges Mio-pliocène (5.3 Ma). Au Pléistocène, de nouvelles vallées s'individualisent aux alentours de 0.7 Ma. Le développement et l'évolution de ce réseau sont interprétés comme la conséquence d'une accélération du flambage lithosphérique en réponse à la convergence Afrique-

Europe (Bonnet, 1998, Bonnet *et al.*, 2000). Ce réseau strictement en érosion, est actuellement sécant sur le réseau précédent (Bonnet, 1998).

A ces données enregistrées à terre, il faut ajouter les incisions dues aux grandes amplitudes de variations du niveau marin depuis le début du Quaternaire. Ce qui permet d'attribuer une origine vraisemblablement polygénique à l'incision au toit du substratum donc à la base des vallées fossiles.

C. LES VALLEES « INCISEES »

1. Le modèle général de remplissage des vallées incisées

La notion de « vallées incisées » a été popularisée par Dalrymple *et al.*, 1994, Zaitlin *et al.*, (1994). Ce sont des ensembles stratigraphiques comblant une érosion d'origine fluviale liée à une chute du niveau marin relatif (figure IV.1). Par contre, le comblement, y compris la part préservée de sédiments continentaux, est essentiellement mis en place pendant la montée du niveau marin relatif succédant à l'incision fluviale (Proust, 1990, Proust 1995). Le modèle théorique de remplissage d'une vallée incisée est basé sur l'exemple actuel de la Baie de Fundy et comprend trois segments latéralement juxtaposés. Les dépôts préservés sont fluviaux, en amont du segment 3 à marins en aval du segment 1 (Zaitlin *et al.*, 1994) et définissent une séquence stratigraphique de variation du niveau marin relatif (figure IV.1). Le remplissage d'une vallée incisée est dit simple lorsqu'il correspond à un seul cycle de variation du niveau marin relatif. La vallée incisée ne présente dans ce cas qu'une seule base de séquences (SB). Il est dit composite, lorsque le remplissage est composé de plusieurs cycles de variation du niveau de la mer et contient alors plusieurs phases de séquence (Zaitlin *et al.*, 1994).

La majorité des vallées ont des rebords abrupts et sont généralement comblées par une succession grano-décroissante. La plupart des vallées peuvent même présenter un empilement de systèmes de chenaux et levées de débordement. C'est l'aggradation du chenal principal de la vallée qui contrôle le niveau de base de tous les environnements adjacents déposant des sédiments dans la vallée.

Il nous faut toutefois distinguer (1) les vallées alluviales ; (2) des vallées incisées Le comblement des vallées alluviales reflète la progradation d'un piémont fluviale, tandis que les vallées incisées sont entièrement contrôlées par le niveau marin. Il est très rare, en domaine côtier, d'avoir à faire à des vallées alluviales sensu stricto, car les variations du niveau de base fluviale sont contrôlées principalement par les variations du niveau marin.

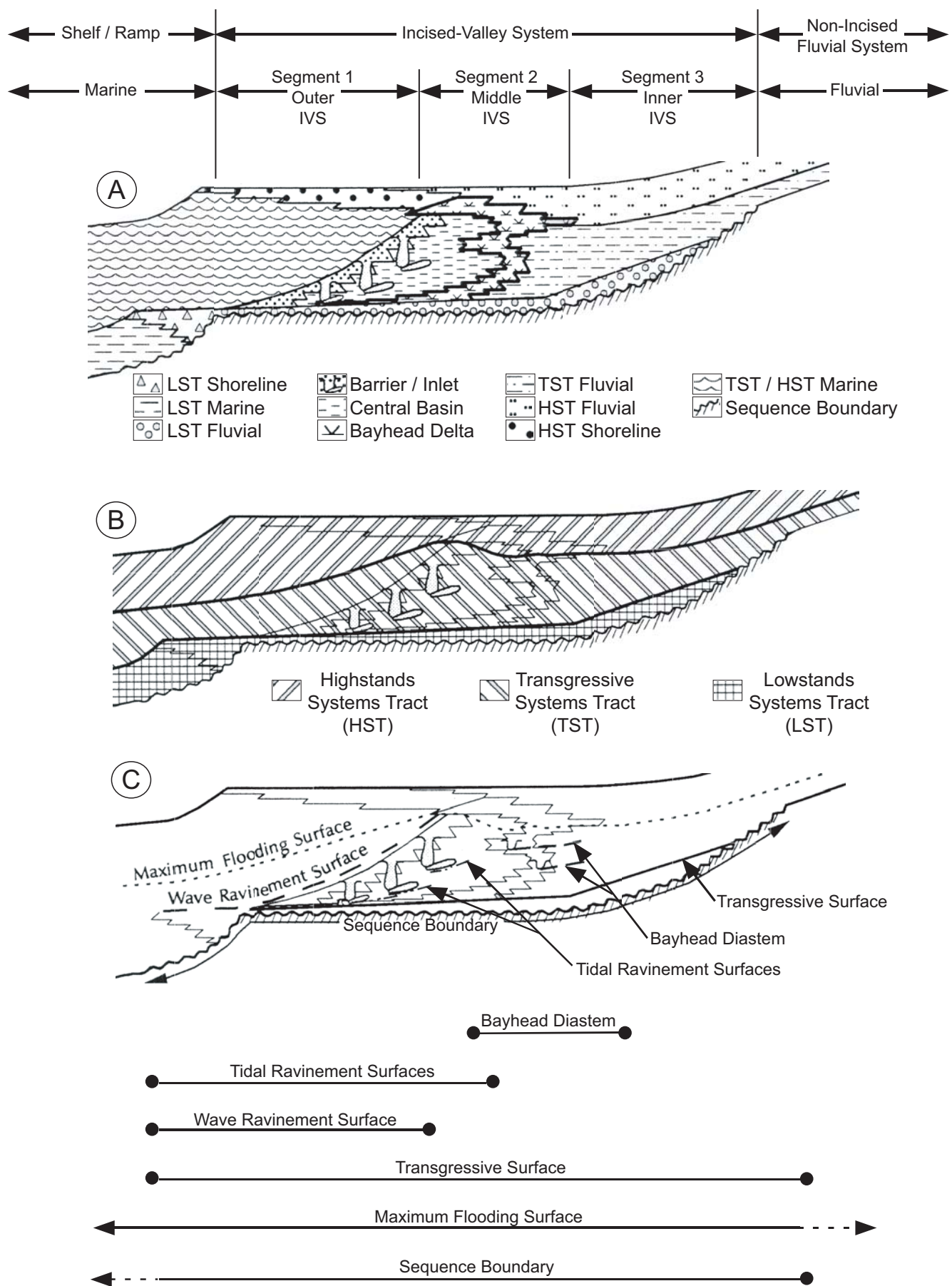


Figure IV.1 : Profil longitudinal idéal d'une vallée incisée montrant les environnements de dépôts (A), l'organisation stratigraphique (B) et les surfaces stratigraphiques majeures (C) (d'après Zaitlin *et al.*, 1994)

Deux types de remplissage de vallées incisées sont bien connus.

- vallées comblées par des dépôts marins à 100 % (= rias)
- vallées présentant un remplissage mixte fluvial à marin. (Van Wagoner *et al*, 1990).

2. Le modèle sud-armoricain

A partir des données sismiques, il a été possible de reconstruire les paléo-réseaux hydrographiques sud armoricains et l'architecture de leur remplissage. Ce dernier est constitué de 4 unités (unités 5 à 8), séparées par des discontinuités de différentes natures.

2.1. La morphologie des vallées

Cinq réseaux hydrographiques ont été cartographiés à partir des données sismiques. Les vallées fossiles (Odet, Blavet, Etel, Vilaine) sont orientées soit parallèlement, soit perpendiculairement à la côte (figures III.14 & III.15) et montrent des variations de largeur de 200 m à 4 km. En section transversale, elles présentent plusieurs morphologies : vallées en V à fond arrondi, vallées à fond plat, vallées à terrasses étagées. Les profils longitudinaux des quatre principales rivières présentent globalement une diminution régulière des pentes vers l'aval parfois interrompues par des inversions de pentes locales.

En effet, l'analyse du profil longitudinal du talweg de la vallée principale au toit du socle (figures III.16 à III.19) et du profil « topographique » moyen le long de la « ligne de crête » (bordure de la vallée) permet de mettre en évidence :

- des anomalies caractérisées par des talwegs à fond irrégulier, perturbés par la présence de seuils topographiques et des inversions de pentes.
- Des profondeurs d'incisions différentes d'une vallée à l'autre.

a. Les irrégularités des profils longitudinaux

De nombreux travaux, ayant portés sur les anomalies des profils longitudinaux, ont montré les différentes causes à l'origine de ces différentes ruptures de pente. Elles résultent, soit de différences lithologiques, soit de la modification de la dynamique fluviale par les apports des principaux affluents (convergence de drains), ou de la néotectonique (Schumm & Ethridge, 1994, Larue, 2001). La nature du substrat joue un rôle majeur sur le contrôle et le modèle spatial d'érosion fluviale (Schumm, 1981 ; Törnqvist, 1993 ; Schumm et Ethridge, 1994 ; Bonnet, 1998). Ceci a pu être montré par la modélisation (Sherpherd, 1972 cité par Schumm & Ethridge, 1994) et sur le terrain (Schumm

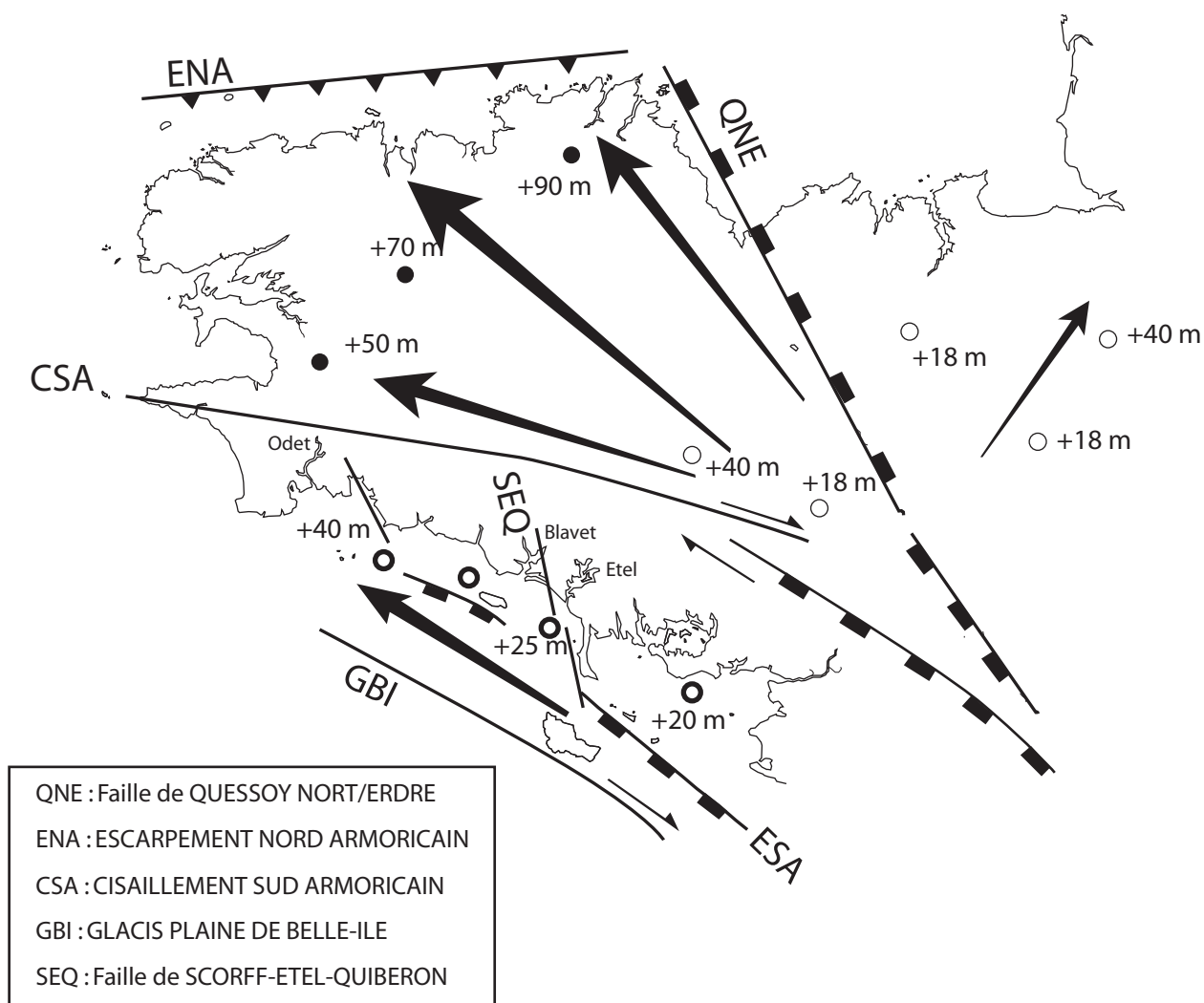
& Ethridge, 1994 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Larue, 2001) où l'on observe une forte variabilité morphologique des profils de rivières qui présentent des profils à surfaces irrégulières où des inversions de pente en fonction des changements lithologiques.

En règle générale, la reconstitution des profils longitudinaux à terre ne permet pas toujours d'avoir accès au point le plus bas de la vallée, souvent masqué par les sédiments. Les profils ainsi reconstitués correspondent alors aux profils de dépôts et non pas au profil du talweg « vrai » à la base d'une incision donnée. Dans notre étude, les données sismiques nous ont permis d'avoir accès au point le plus bas de la vallée et donc de mieux caractériser les anomalies topographiques des talwegs.

Les principales inversions de pente observées sont localisées à proximité des accidents tectoniques comme l'E.S.A (N120) ou les failles « kerforne » (N160), dont les rejets peuvent atteindre 10 à 15 m (figures III.16 & III.17). Il a été montré que ces accidents sont actifs durant le Pliocène (Brault, 2002), le Pléistocène (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000), et probablement encore actuellement. En effet, des indices de rupture, localisées le long de failles de direction N120 (sud-est de l'île Hoëdic) affecte la couverture holocène. Cette déformation est probablement à relier aux activités tectoniques quaternaires de faible amplitude enregistrée sur le Massif Armoricaïn (Lenôtre *et al.*, 1997).

b. Les profondeurs d'incision

A l'échelle du domaine sud-armoricain, la profondeur maximale des talwegs des quatre principales vallées sud-armoricaines varie de 20 m de profondeur à l'Est, le long de l'ancien cours de la Vilaine, pour doubler et atteindre 40 m de profondeur à l'Ouest, le long du Blavet et de l'Odet. Cette différence d'intensité d'incision entre l'Est et l'Ouest du domaine sud-armoricain est interprétée comme le résultat d'un soulèvement progressif différentiel récent entre ces deux régions, probablement accommodé le long de l'accident S.E.Q. (Scorff-Etel-Quiberon, Menier *et al.*, 2003, figure III.1). Ces résultats répondent en partie à un des objectifs du projet COTARMOR (Proust, 1999) en complétant les travaux menés à terre sur le développement du relief du Massif Armoricaïn. Ce dernier est en effet contrôlé par une surrection différentielle croissante du sud-est vers le nord-ouest, le long des principales failles majeures (figures 1 & IV.2 ; Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000).



- Valeur calculée à partir de l'incision différentielle des vallées pléistocènes moyen/supérieur (Bonnet, 1997 ; Bonnet et al., 2000)
- Valeur mesurée à partir de la différence d'altitude de l'inondation maximale piacenzienne (Brault et al., 2003)
- ◐ Valeur mesurée à partir de l'incision différentielle des vallées fossiles sud armoricaines

Guillocheau et al. (2003)

Figure IV.2 : Surrection différentielle du Massif Armoricain

c. La morphologie des sections transversales de vallées

L'étude des sections transversales de vallées a mis en évidence plusieurs morphologies de vallées : (1) des vallées en V à fonds arrondi, vallées à fond plat, (2) des vallées à terrasses étagées. Ces vallées peuvent présenter 2 à 3 niveaux d'incisions situées à des profondeurs variables. Certaines sections de vallées ne présentent pas de terrasses morphologiques, ce qui traduit leur discontinuité longitudinale.

Dans l'état actuel de ces travaux, en utilisant le seul critère de profondeur, il n'a pas été possible de mettre en évidence une relation entre les niveaux des terrasses et les surfaces d'abrasion marine.

Un travail cartographique de l'ensemble de ces terrasses morphologiques, replacés sur les profils longitudinaux, nous permettrait :

- de discuter des modalités de creusement et de l'origine de ces terrasses. Ont-elles été creusées lors d'une baisse importante du niveau marin ou pendant la remontée ? Ces creusements correspondent-ils au recul progressif des bordures des vallées au moment de la remontée ?
- de préciser des relations entre certaines discontinuités internes au remplissage (surfaces de ravinement) et la profondeur de préservation des terrasses.
- de comparer leur altitude avec celles des différentes surfaces d'abrasion marines mise en évidence.

2.2. Le remplissage des vallées

a. l'architecture du remplissage des vallées

Le remplissage des vallées repose sur un substratum composé de roches cristallines et de calcarénites gréseuses (couverture tertiaire). Il comprend deux séquences de dépôts majeures. La séquence de dépôts inférieure est composée de dépôts fluviatiles en tresse (unité 5) tandis que la séquence supérieure comprend des dépôts fluviatiles méandriiformes, estuariens puis marins ouverts (unités 6 à 8 ; figures III.36A-B, III.37). Ceci permet d'envisager deux phases successives de comblement des vallées sud-armoricaines :

- Une première phase caractérisée par des dépôts fluviatiles (cortège de bas-niveau) ;
- Une seconde phase où le remplissage évolue verticalement et latéralement, au fur et à mesure de la transgression de faciès fluvio-estuariens externes à estuariens plus interne (cortège transgressif). Ces dépôts sont scellés par des argiles marines surmontées, localement à proximité des côtes et hauts-fonds par des dépôts sableux d'avant plages (cortège de haut niveau).

b. les discontinuités internes au remplissage des vallées

Le remplissage des vallées présentent une surface d'érosion interprétées comme des surfaces d'érosion mises en place en contexte marin. Il s'agit :

- de la surface de transgression marine localisée au sommet du prisme rétrogradant.
- des surfaces de ravinement tidal (Allen & Posamentier, 1993). Ces surfaces se forment dans les environnements dominés par les marées et se caractérisent par les chenaux tidaux. Ces incisions mineures correspondent à des chenaux d'une largeur comprise entre 50 m et 200 m, caractérisant un réseau chenalisant, type chenaux de marée.
- des surfaces de ravinement par les vagues (Swift, 1968). Elles correspondent au passage de la zone de déferlement des vagues sur les zones, initialement abritées et au retour à un milieu marin lors de la transgression.

c. Dynamique de remplissage des vallées

Il semble que, lors de la dernière remontée du niveau marin, la série transgressive composée des unités 6 à 8 soit différente selon la morphologie des vallées, (1) soit dans des vallées profondes (ou paléo-rias), (2) soit dans les vallées plus larges pouvant être considérées comme des baies plus largement ouvertes au domaine marin. Dans le premier cas, les environnements de dépôt sont principalement dominés par les courants tidaux. Dans le second cas, le facteur hydrodynamique dominant est la houle sans négliger les effets de la marée. Le remplissage s'organise selon le schéma proposé sur la figure III.36.A & B.

d. Age et calendrier de remplissage des vallées

Le prisme sédimentaire s'organise en deux séquences (I & II).

Séquence I : Les dépôts fluviaux du cortège de bas niveau (unité 5)

La lithologie ne permet pas de dater. Plusieurs hypothèses concernant l'âge de cette séquence peuvent être avancées.

- (1) L'âge des dépôts fluviaux en tresse datés à terre à 600 Ka à la base et à 317 Ka au sommet, sur la plage de la mine d'Or à Pénestin (Pléistocène moyen ; Van Vliet Lanoë *et al*, 1995).

(2) L'âge de deux cycles sédimentaires anté-holocènes distingués dans deux carottages profonds de l'embouchure de la Loire. Dans le premier sondage, il s'agit de dépôts fluviaux situés à -24 et -25 m NGF environ à la base de la vallée fossile de la Loire datés à 60 Ka B.P. Dans le second, il s'agit de dépôts fluviaux scellés par des dépôts sablo-vaseux à huîtres, compris entre -27 & -40 m NGF datés à 13Ka +/- 350 B.P. (Barbaroux *et al*, 1980).

Ces dépôts fluviaux des vallées sud-armoricaines pourraient avoir été préservés au cours d'un premier cycle, incomplètement préservé, daté soit de 600 à 300 ka B.P ou de 60 Ka B.P (cycle glaciaire saalien et/ou elstérien ou le cycle glaciaire würmien ; figure I.12).

Ces dépôts fluviaux à la base des vallées sud-armoricaines pourraient donc être d'âge Pléistocène moyen ou supérieur.

Séquence II : Les barres d'embouchure, (cortège de bas niveau), les dépôts fluvio-estuarien (cortège transgressif) et les dépôts marins (cortège de haut niveau)

Le cortège de bas niveau caractérisé par des barres d'embouchure (secteur sud de la Baie de Vilaine) est préservé à des profondeurs comprises entre 25 m et 30 m environ. En utilisant la courbe de Fairbanks (1989), ces dépôts sont probablement d'âge compris entre 8500 et 9000 ans. Ils sont surmontés par des dépôts fluvio-estuariens caractérisant la base du cortège transgressif. Ces derniers sont tronqués au sommet par les dépôts transgressifs de ravinement datés de 8110 +/- 200 ans (Bouysse *et al.*, 1974). La surface transgressive à -30 m pourrait alors correspondre au platier mis en évidence à -30 m. Lors de la dernière transgression post glaciaire, ces environnements seront fossilisés sous les argilites marines holocènes (cortège de haut niveau).

Il s'averrait donc utile de réaliser des sondages pour valider ces hypothèses.

3. Comparaison avec les autres modèles de vallées sur la marge atlantique nord et dans la Manche

De nombreuses études illustrent le mode de remplissage des vallées incisées ce qui a permis notamment d'alimenter le modèle général de Zaitlin *et al.*, (1994). Nous rappellerons seulement ici sommairement les principaux types de remplissages de vallées incisées rencontrés sur la marge atlantique nord et dans la manche.

Ces travaux nous permettent non seulement de comparer le modèle de remplissage des vallées sud-armoricaines à ceux proposés à la fois à proximité géographique de notre zone d'étude et dans un contexte géodynamique équivalent mais également de discuter le problème de leur disparition au-delà de des isobathes 50/70 m.

Plateau continental nord-aquitain

D'après Allen & Posamentier (1993), la paléovallée de la Gironde s'est creusée au cours des bas niveaux du Würm, entre 115 000 et 18 000 ans B.P. Elle incise le plateau jusqu'à -70 m (Lericolais *et al.*, 2001). Le remplissage de la vallée comprend des dépôts weichséliens surmontés de dépôts fluvio-estuariens à marins holocènes (Féral, 1970 cité par Lericolais *et al.*, 1998), organisés en un cortège de bas niveau surmonté par un cortège transgressif. Lors de la transgression, l'embouchure migre vers l'amont, les courants tidaux forment alors un vaste réseau de chenaux de marée incisant les unités sous-jacentes. Ces chenaux sont ensuite progressivement comblés et tronqués par la surface de ravinement par la houle (figure IV.3A).

Le remplissage sédimentaire de cette vallée incisée présente une seule séquence stratigraphique, ce qui diffère des vallées fossiles sud-armoricaine où deux ont été mises en évidence. Par contre l'âge de la séquence de remplissage de la Gironde est probablement identique à la séquence supérieure des vallées fossiles sud-armoricaines.

La séquence observée en Gironde peut être comparée à celle du plateau nord-aquitain (Cirac *et al.*, 1997). Il s'agit d'une séquence datée de -40 000 à l'actuel comprenant (figure IV.3B) : (1) des prismes perchés de bas niveau et des dépôts de comblement de paléo-vallées ; (2) des dépôts fins de comblement de paléo-vallées au début de la période transgressive ; (3) des corps sableux de plateau externe et, pour le plateau médian et interne, une superposition de nappes sédimentaires en backstepping représentant des paliers dans la remontée holocène du niveau marin. (figure IV.3B ; Cirac *et al.*, 1997).

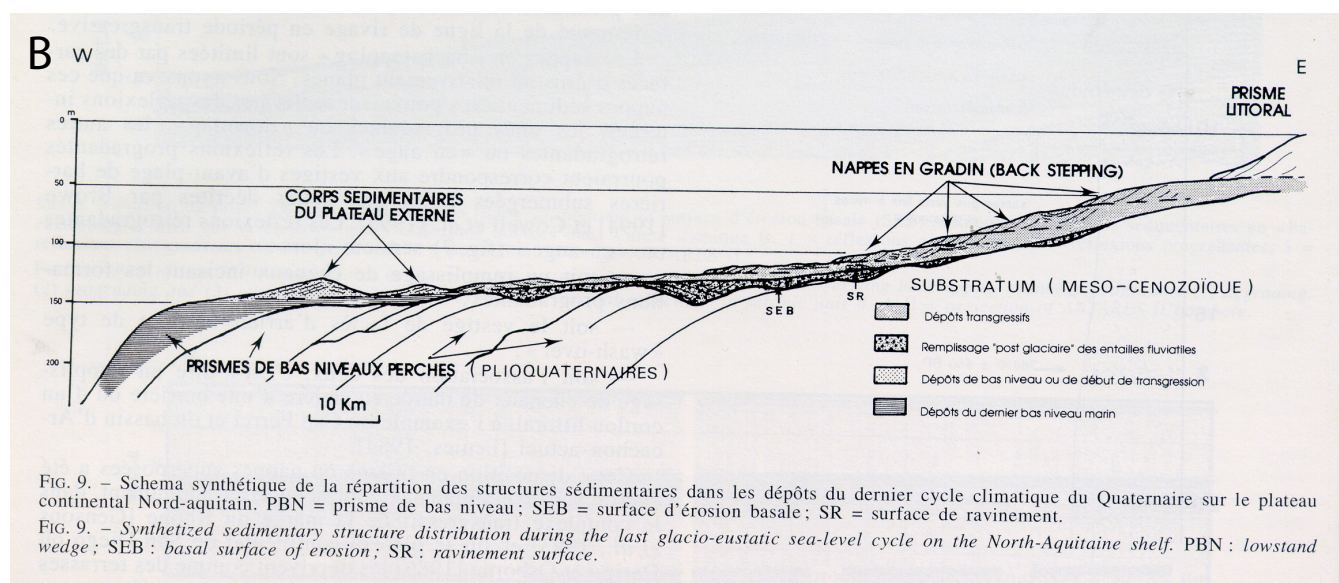
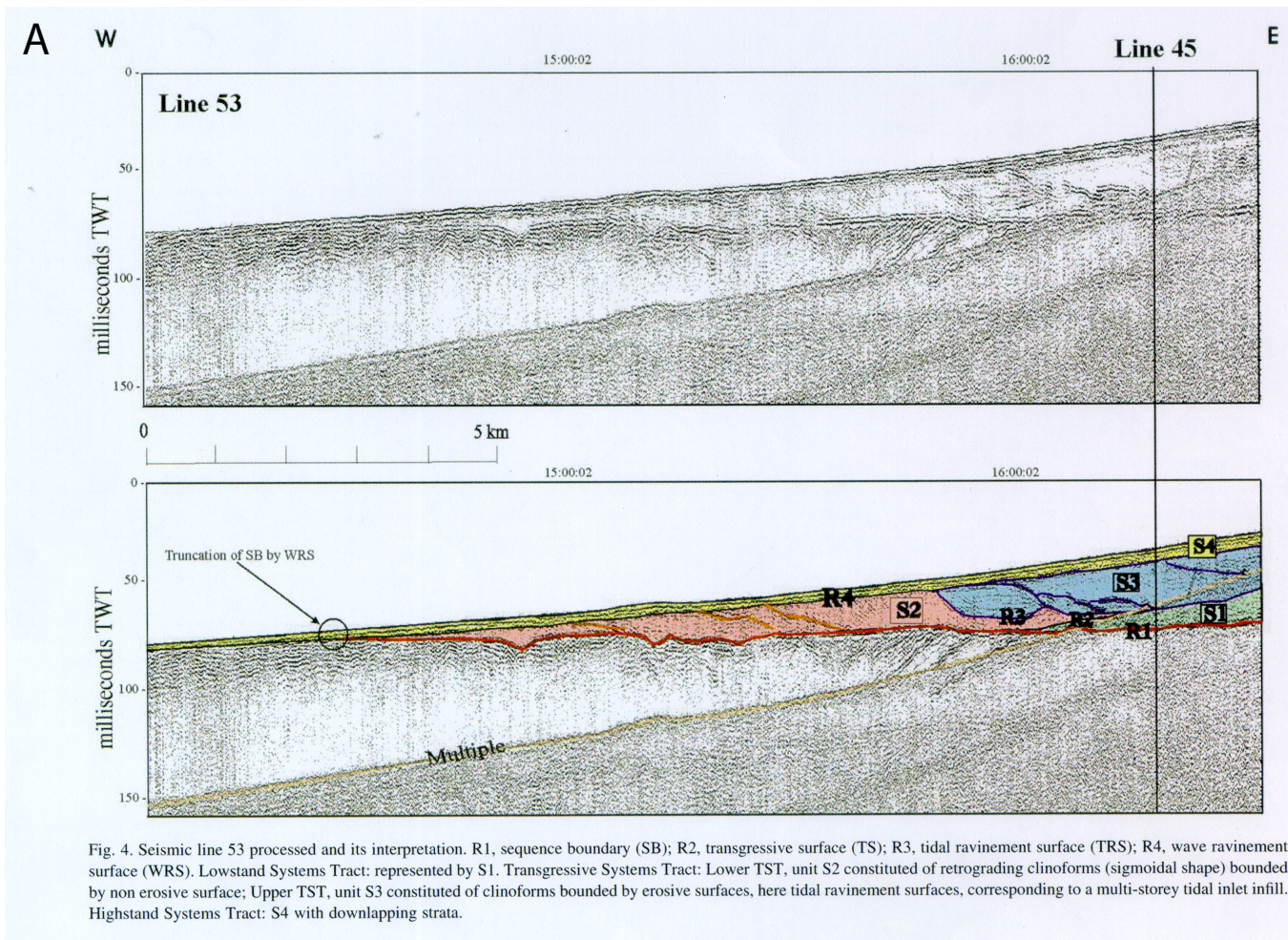


Figure IV.3 : (A) Interprétation du profil sismique n°53 de la vallée incisée de la Gironde (d'après Lericolais *et al.*, 2001)

(B) Schéma synthétique des séquences de dépôts dans le Quaternaire terminal du plateau continental Nord-aquitain (d'après Cirac *et al.*, 1997).

L'organisation du remplissage de la vallée de la Gironde et des vallées sud-armoricaine est très différente de la sédimentation du plateau. Un des points qui leur est commun est l'importance du dernier cycle glacio-eustatique.

Plateau continental de Virginie (Foyle & Oertel, 1997)

L'organisation stratigraphique quaternaire des vallées incisées du plateau continental de Virginie montre cinq séquences (II à VI) de dépôts pléistocène et une séquence (I) de dépôt holocène (figure IV.4 ; Foyle & Oertel, 1997). L'ensemble correspond à l'enregistrement sédimentaire quaternaire sur la marge est-américaine mise en place durant les périodes transgressives des derniers cycles glacio-eustatiques (10^5 années ; 10^2 m de variation du niveau marin). Trois styles de séquence ont été identifiés. Le style 1 représenté par les séquences VI et V, est caractérisé par des larges systèmes estuariens et dominés par des dépôts fluvio-estuariens. Le style 2 représenté par les séquences III et II, dominé par des dépôts de plate-forme externe et de shoreface. Le style 3 est représenté par la séquence I d'âge holocène (figure IV.4), constituée d'un cortège transgressif fluvio-estuarien ou lagunaire et de dépôts de passe tidales (tidal inlet). L'ensemble est surmonté par des dépôts transgressifs de plate-forme et de sables de shoreface

Cette séquence de dépôts s'accorde relativement bien avec le modèle de remplissage des vallées sud-armoricaine.

Plateau continental du Texas (Thomas & Anderson, 1994)

Les vallées Trinity et Sabine ont fait l'objet d'une étude de type stratigraphie sismique. Il a été mis en évidence sur le plateau continental du Texas, deux périodes d'incision au cours des derniers 150 000 ans (stade 5d et 5b) suivies de deux phases de comblement (stades 5c et 5a). L'ensemble étant à nouveau réincisé au dernier maximum régressif (stade 2). Lors de la dernière transgression, ces vallées, d'une largeur moyenne d'environ 10 kilomètres, ont enregistré une succession d'ensemble de dépôts organisés en paraséquences (PS1 ; PS2 ; PS3) formées au cours des remontées successives du niveau marin (figure IV.5). Chaque paraséquence comprend des dépôts fluviaux (cortège de bas niveau), surmontés de dépôts estuariens et de delta de fond de baie (cortège transgressif). Ces différents dépôts sont scellés par des dépôts marins (bancs sableux, shoreface).

A

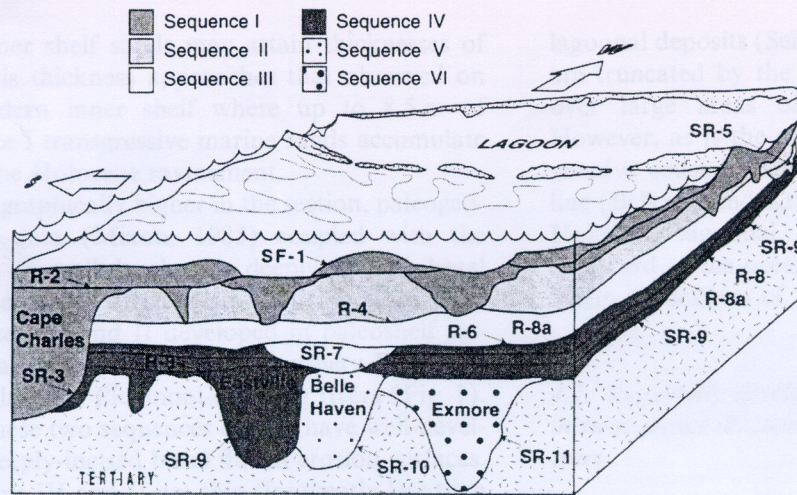


Fig. 3. Schematic 3-D sequence-stratigraphic section of the Virginia inner shelf and coastal zone. SF-1 represents the modern seabed, and SR-11 represents the base of the Quaternary section. Section ranges from 10 m to 59 m in thickness, depending on geographic location. The southern Delmarva Peninsula is in the background, and the modern barrier island chain is in mid-foreground. Holocene marsh areas are not shown. Cape Charles (SR-3), Eastville (SR-9), Belle Haven (SR-10), and Exmore (SR-11) paleochannels are shown. Vertical and horizontal scales are variable.

B

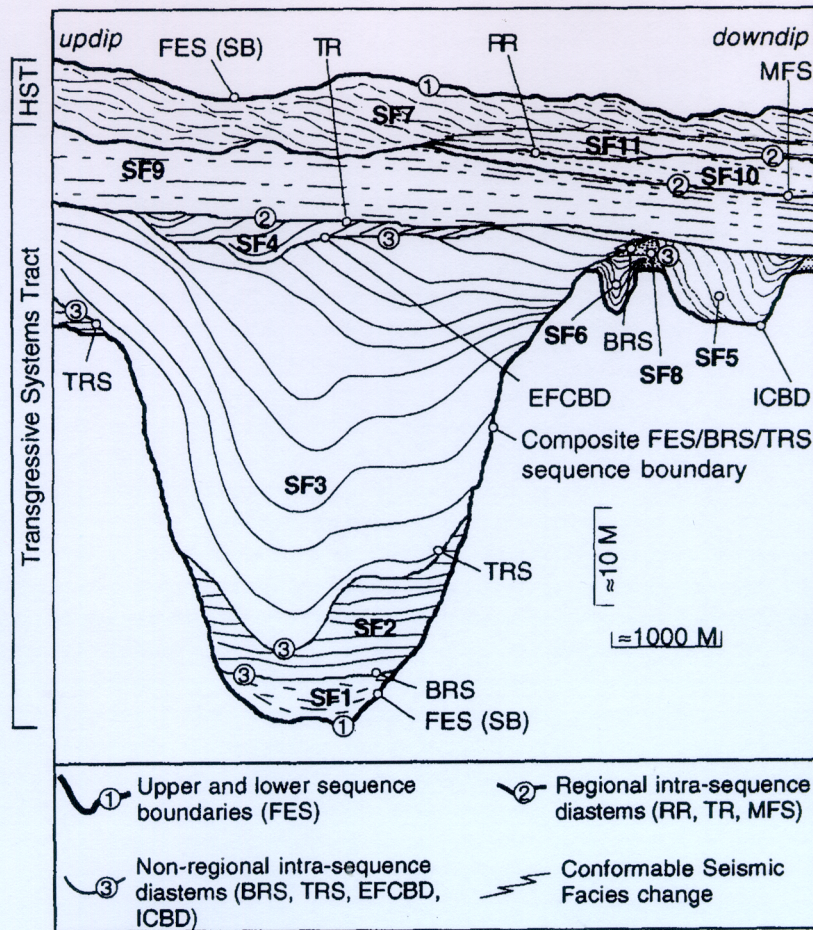


Fig. 6. Schematic 2-D illustration of an idealized basin-margin Quaternary depositional sequence, including spatial relationships of intra-sequence seismic facies, developed beneath the Virginia inner shelf. Intra-sequence diastems are either of regional extent (*RR*= regressive ravinement; *TR*= transgressive ravinement; *MFS*= maximum flooding surface), or of localized extent (*BRS*= bay ravinement surface; *TRS*= tidal ravinement surface; *EFCBD*= ebb-flood channel-base diastem; *ICBD*= inlet channel-base diastem). Note that the basal sequence boundary (*SB*) can be a simple fluvial erosion surface (*FES*), or a composite erosional surface.

Figure IV.4 : (A) Modèle 3D des séquences stratigraphiques des vallées incisées sur le plateau de Virginie & (B) Modèle de remplissage holocène des dernières vallées incisées (d'après Foyle & Oertel, 1994)

A

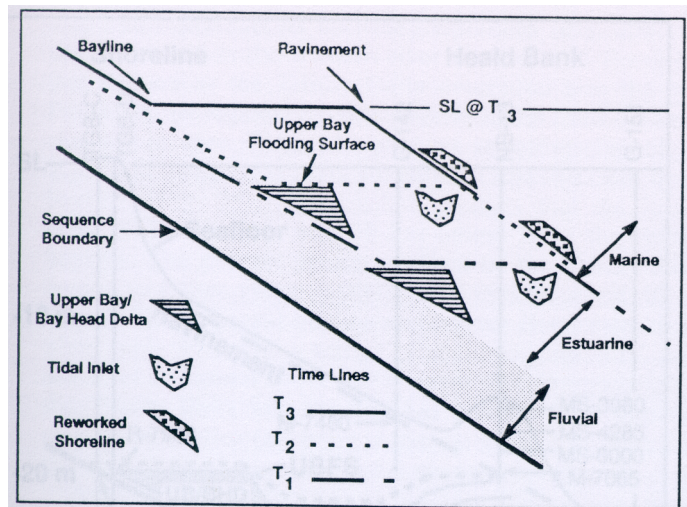


FIG. 20.—Incised-valley fill model, longitudinal profile. Note upper-bay flooding surfaces (\approx time lines) are horizontal and vertically separated within the estuarine succession. See text for explanation. No scale intended.

B

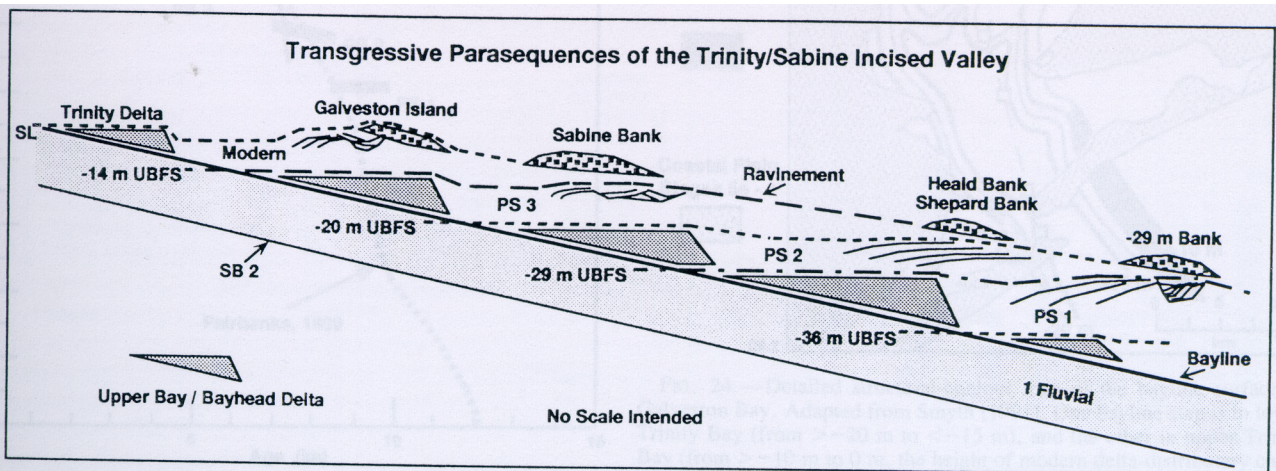


FIG. 21.—Composite longitudinal profile of the Trinity/Sabine incised-valley system. For each stillstand position there are paired upper-bay and flood-tidal delta/tidal-inlet facies. The upper-bay flooding surfaces (UBFS) bound each landward-stepping parasequence (PS).

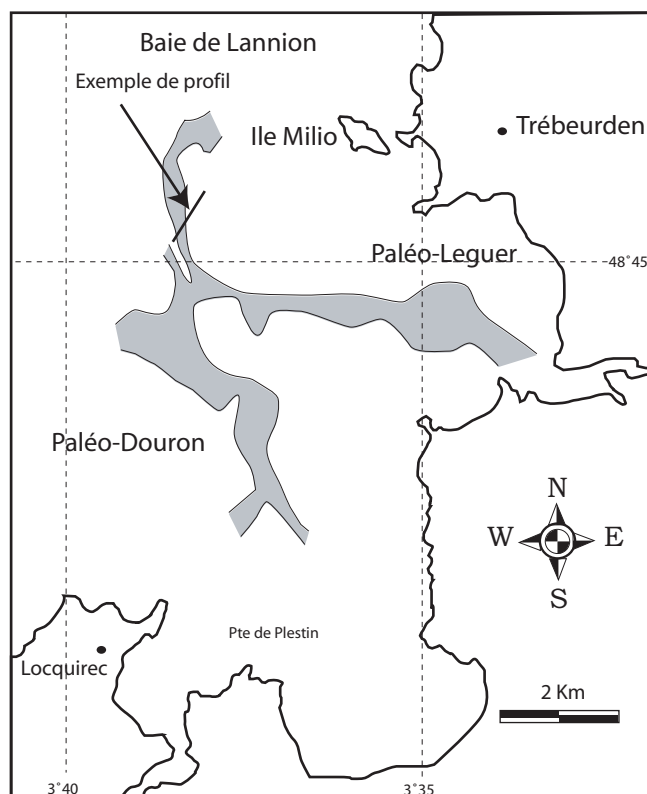
Figure IV.5 : (A) Modèle synthétique de remplissage des vallées incisées du plateau continental du Texas & (B) Profil longitudinal montrant l'organisation des vallées incisées de la Trinity/Sabine (d'après Thomas & Anderson, 1994)

Dans ce modèle, les variations eustatiques du niveau de la mer semblent être le facteur prépondérant, à l'origine de la préservation des sédiments dans les vallées. Dans cette région, les vitesses de variations du niveau marin (0.3 cm/an) l'emportent sur le taux de subsidence de la plateforme (0.01 cm/an)

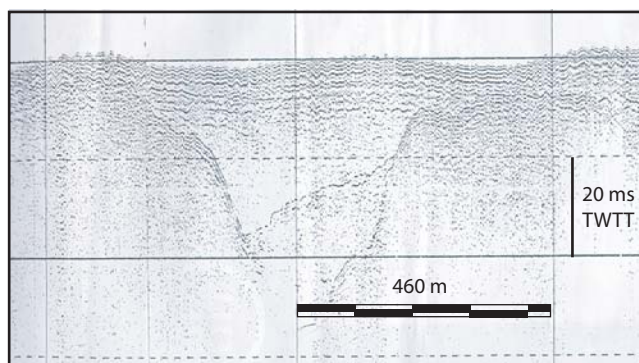
Domaine nord-armoricain (Quesney, 1983)

Les vallées du Douron et du Léguer, en Baie de Lannion (figure IV.6) sont deux vallées bien marquées au toit du socle dans le domaine nord-armoricain. Leur profondeur d'incision peut atteindre 30 m et l'épaisseur de leur remplissage 20 m. Ce remplissage comprend trois nappes sédimentaires (figure IV.6) séparées les unes des autres par des discontinuités érosives (Quesney, 1983). Des vibrocarottages ont permis de préciser la nature seulement les dépôts superficiels holocènes (5000 ans B.P.). Ces derniers présentent deux ensembles. Le premier ensemble se caractérise par des dépôts détritiques hétérogranulaires (graviers, sables, vases) pauvres en coquilles, surmontés d'un sable quartzueux fin (Cressard & Augris, 1981).

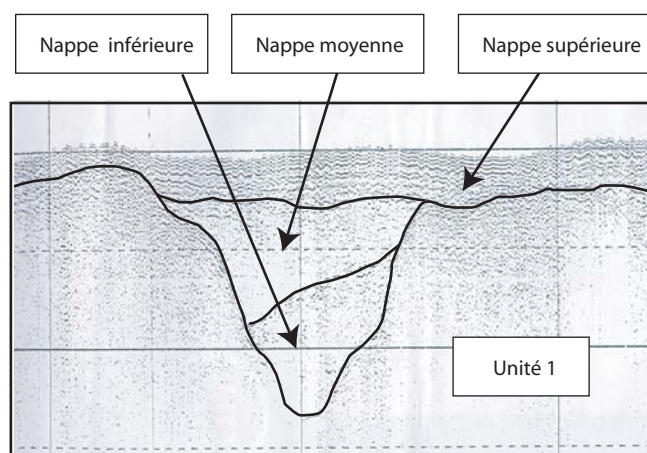
Ces nappes montrent de fortes similarités avec le sud-bretagne et on pourrait mettre en parallèle les unités avec les différentes nappes. Une réinterprétation du remplissage nous conduit à la mise en évidence de quatre unités de remplissage limitées par des discontinuités. Ces discontinuités correspondent à des surfaces très irrégulières, chenalisanse, érosive. A la base, la première unité présente un faciès sismique où l'on note une forte variabilité latérale et verticale en amplitude, fréquence et continuité de la base au sommet. A titre d'hypothèse elle pourrait correspondre à des environnements de dépôts fluviatiles mis en évidence sur le domaine côtier sud-armoricain (unité 5 ; cortège de bas niveau). Elle est surmontée par une deuxième unité par l'intermédiaire d'une surface irrégulière, caractérisé par un faciès plus transparent où l'amplitude, fréquence et continuité sont faibles. Elle pourrait correspondre à des dépôts tidaux (barres tidales en aggradation) dont l'équivalent en Bretagne Sud correspond à l'unité 6. Enfin, une troisième unité repose sur l'unité précédente via une surface irrégulière très localement chenalisanse. Cette unité est interprétée comme un réseau de chenaux de marée également mis en évidence en Bretagne Sud (unité 7). L'ensemble est scellé par des dépôts peu épais reposant sur une surface plus plane correspondant à des sables et argiles holocènes (unité 8), (Cressard & Augris, 1981 ; Quesney, 1983).



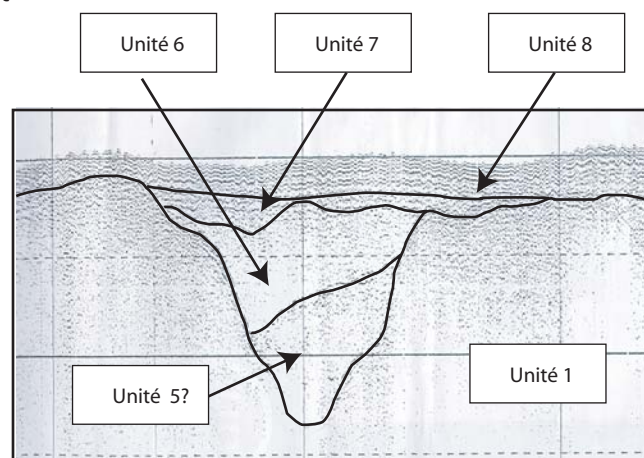
Réseau de paléovallée du Leguer et du Douron en Baie de Lannion



Profil brut



Profil interprété selon Quesney (1983)



Proposition d'interprétation

Figure IV.6 : Paléovallées du Léguer et du Douron et exemple de profil sismique montrant le remplissage de la vallée principale, interprétation selon Quesney (1983) et proposition d'interprétation. (Campagne sismique Ifremer, 1979)

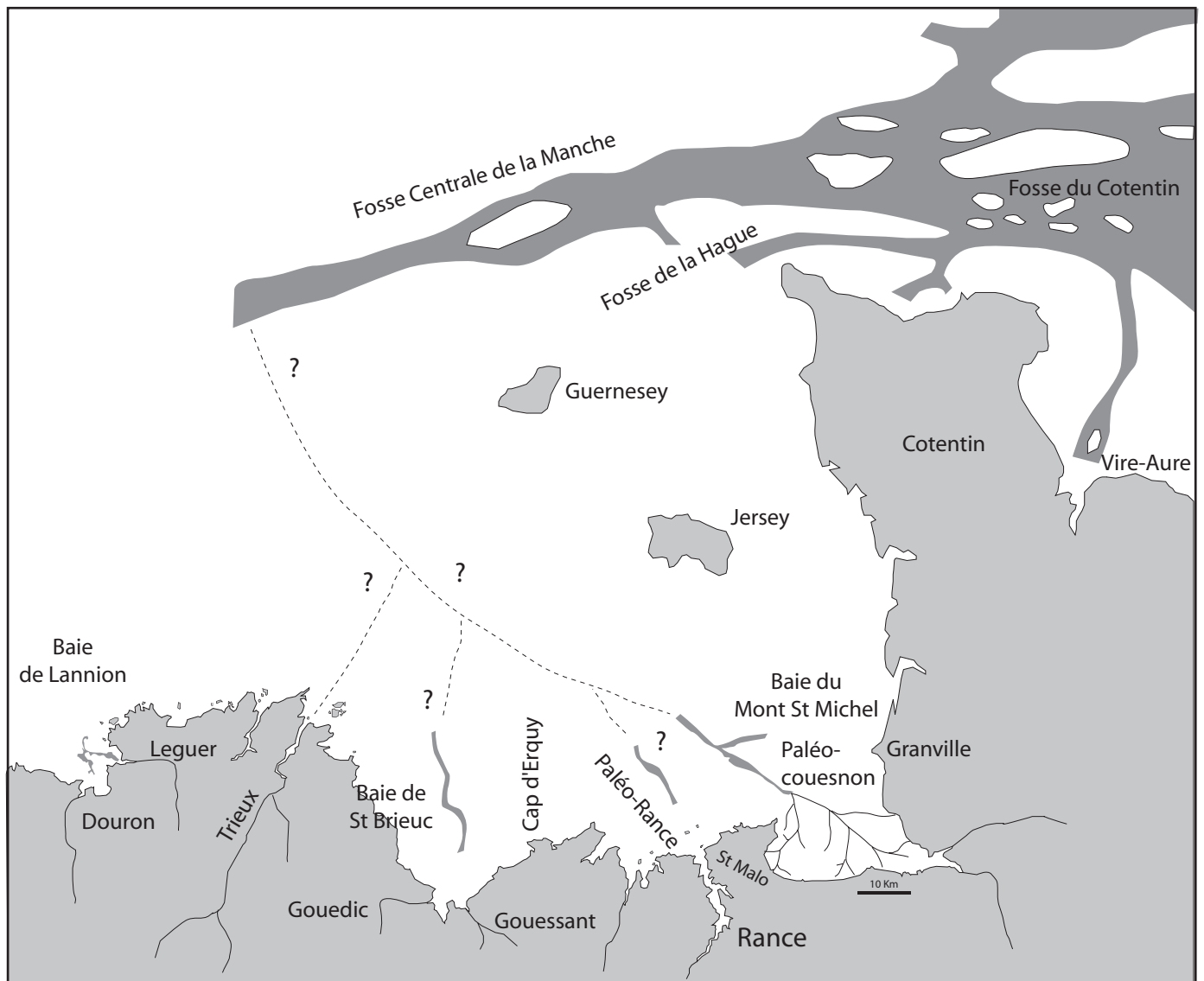


Figure IV.7 : Paléo-réseau côtier Nord Armoricain et son prolongement probable avec la fosse de la Manche (Synthèse de données dans Quesney, 1983)

4. Synthèse des différents systèmes de vallées

Le remplissage des vallées présenté à travers ces études semble s'organiser selon deux principaux modèles :

- (1) par un empilement de paraséquences rétrogradantes empilées dont le principal facteur à l'origine de la préservation des sédiments sont les variations de vitesse de la remontée marine et un flux sédimentaire important (Thomas & Anderson, 1994).
- (2) par un comblement de dépôts qui s'exprime sous la forme d'une seule séquence (Cirac *et al.*, 1997 ; Lericolais *et al.*, 1998, 2001 ; Foyle & Oertel, 1997) et où le facteur de contrôle principal correspond à la variation eustatique du niveau de la mer.

A travers notre étude, nous avons montré comment la géométrie et la nature des environnements de dépôts étaient dépendants de la morphologie héritée. Ces derniers sur le domaine côtier sud-armoricain sont préservés soit dans des vallées encaissées (rapport largeur/profondeur : 1%) ou des plus vallées larges (rapport largeur/profondeur : 0.24%)

La comparaison des deux modèles peut être tentée avec les travaux précédemment décrits. Le modèle 1 en paraséquences rétrogradantes correspond plutôt au modèle de vallées larges, en effet les vallées de Thomas & Anderson (1994) présente des largeurs de l'ordre de 10 km à 15 km pour des profondeurs d'incision d'environ 30 m (0.24%). En revanche, dans le cas des vallées du plateau continental aquitain (Cirac *et al.*, 1997), il ne nous a pas été possible d'établir de relations entre la géométrie des vallées et le remplissage.

Le modèle 2 où le remplissage s'exprime sous la forme d'une seule séquence de dépôt semble plutôt correspondre au modèle de vallée étroite. Les vallées fossiles du plateau du New Jersey (Foyle & Oertel, 1997) présentent des largeurs d'environ 3 km pour une profondeur d'incision de l'ordre de 35 m (1.16%). Dans le cas de la Gironde, (Lericolais *et al.*, 1998, 2001), dont la largeur de vallée est de l'ordre de 5 km, pour une profondeur d'incision comprise entre 20 et 25 M, (0.46%), les relations entre géométrie du remplissage et morphologie de la vallée ne semble pas aussi nette.

5. Le problème particulier de la disparition des vallées au-delà des isobathes 50/70 m

De nombreuses études, dans différents contextes géologiques et géographiques, ont montré la disparition de la trace d'une incision marquée au-delà de la profondeur comprise entre -50 et -70 m.

a. l'ubiquité du phénomène

En domaine côtier sud-armoricain, le paléo-réseau fluvial a été très étudié depuis les années 70 et de nombreuses campagnes de sismiques réflexions (SPARKER ET BOOMER) ont permis de reconstituer les réseaux anciens (figure 4 - Introduction) depuis la côte jusqu'à l'isobathe 50 m (Delanoë *et al*, 1972 ; 1975 ; 1976 ; Horn *et al*, 1966 ; Bouysse *et al*, 1968 ; Vanney, 1977). Les vallées fossiles se raccordent assez bien avec les vallées du continent et des îles, qui pour certaines d'entre elles sont bien marquées dans la topographie.

L'absence d'incision y semble clairement établie au toit du substratum en aval de l'isobathe 50/70 m, alors que le niveau marin était à -120 m, il y a 18 000 ans B.P. (Fairbanks, 1989) pose le problème de leur disparition. Des témoignages d'anciens niveaux marins inférieurs à -70 m sur la plate-forme sud-armoricaine ont été mis en évidence à partir d'anciens cordons de galets adossés à des paliers topographiques (Pinot, 1968). Il s'agit des stationnements du niveau marin situés à - 89 m, - 92 m et - 106 m de profondeur et datés du Würm (Pinot, 1968). Ces données apportent la preuve d'un bas niveau ayant dépassé la côte -100 m, sans pour autant, d'incision marquée au toit du substratum entre les isobathes 50/70 m et l'isobathe 100 m. A ce jour aucune trace du dernier bas niveau marin -120 m +/- 5 m sous le niveau actuel (Fairbanks, 1989), n'a peut être été détecté avec certitude. Les reconstitutions paléo-bathymétriques obtenues grâce aux données isotopiques (Schackleton, 1997) ne semblent pas se corréliser aux informations obtenues à partir de critères morphologiques et sédimentologiques sur les plateaux continentaux.

Cette absence d'incision fluviale au-delà des isobathes 50/70 m n'est pas particulière aux vallées submergées sud-armoricaines, mais a également été signalé pour le fleuve Loire (Horn *et al*, 1966), le fleuve Gironde (Lericolais *et al*, 1998 ; 2001), le fleuve Charente (Weber *et al*. (soumis), pour le réseau submergé nord-armoricain (Quesney, 1983) et pour le fleuve Manche (Lericolais, 1997). Sur la bordure nord-armoricaine, les incisions en mer sont encore plus faibles : en Baie du Mont St Michel, l'incision du Couesnon n'excède pas 8 m pour un remplissage de 5 m. ; en Baie de St Malo, la paléo-Rance n'a pas été identifiée, alors qu'à terre elle présente un cours très encaissé ; en Baie de St Briec, les cours de l'Ic, du Gouessant, du Gouédic et de l'Evron, très nettement encaissés à terre ne présentent pas d'incision très marquée en mer (figures IV.6 & IV.7). En revanche, à l'Ouest de la faille de Quesoy, en Baie de Lannion, les paléo-réseaux du Leguer et du

Duron présentent des incisions plus profondes d'environ 30 m (figure IV.6A), comparables à celles de l'Odet, du Blavet et de la rivière d'Étel, mais ces incisions se projettent en mer à moins de 6 Km de la côte. En Manche occidentale (Lericolais, 1997), aucune trace d'incision à l'Ouest de la fosse centrale n'a pas été mise en évidence, excepté très au large, sous les grands bancs sableux de la mer Celtique (Reynaud, 1996 ; Reynaud et al., 1999b).

La disparition des incisions des vallées submergées quaternaires au-delà de l'isobathe 70 m a également été mise en évidence sur la marge ouest-américaine (Californie ; Anima *et al*, 2002), dans le Golfe du Mexique (Thomas & Anderson, 1994*), et sur la plate-forme de Virginie (New Jersey ; Foyle & Oertel, 1997) démontrant à la fois la généralité du processus et son indépendance vis à vis du taux de subsidence puisque la marge ouest-américaine et le golfe du Mexique présentent des taux de subsidence très supérieurs à ceux de la marge sud-armoricaine.[* <http://gulf.rice.edu/>]

b. L'origine du phénomène : principales hypothèses

Pour qu'il y ait incision, il faut un potentiel d'altitude et donc un contrôle tectonique, eustatique ou morphologique résiduel. Les trois causes ne s'excluent pas. Si aucun de ces facteurs n'existe, les systèmes fluviaux seront caractérisés par de grandes plaines alluviales avec des chenaux divagants sans incisions importantes (Schumm, 1993).

Les explications de ce phénomène pourraient être de plusieurs ordres.

-Dernier maximum régressif insuffisant

Selon Lericolais *et al.* (2001), pour la Gironde, la chute du niveau de base lors du dernier maximum régressif (Fairbanks, 1989) a été très rapide et a entraîné une simple modification de la morphologie des chenaux plutôt qu'une réelle incision. Les chenaux larges et profonds en amont passent latéralement vers l'aval à des formes anastomosées.

-Abrasion marine postglaciaire

Sur la marge ouest-américaine, la non préservation de l'incision est interprétée comme le résultat de l'abrasion marine lors de la transgression post glaciaire (Anima *et al*, 2002). Selon Anima R.J. (2002) la remontée post glaciaire s'effectue très lentement et les éventuels chenaux incisés, formés lors de la baisse eustatique sont abrasés par les vagues (surface de ravinement).

De la même manière, sur la bordure nord-armoricaine, les vallées submergées disparaissent déjà au-delà de l'isobathe 30 m (figure IV.7). Quesney (1983) met en avant le contrôle topographique

au sens de Schumm (1981 & 1993). Ces vallées fossiles, discontinues et en règle générale mal façonnées au toit du socle, seront tronquées par l'abrasion marine qui au cours de la dernière transgression, aplanira les reliefs sous-marins et les bordures de vallées déjà modestement exprimées. L'élaboration précoce en Manche orientale d'une vaste plaine d'érosion semble avoir largement conditionné la morphologie fossile peu exprimée des vallées aujourd'hui submergées dans cette région.

c. Autres origines possibles du phénomène

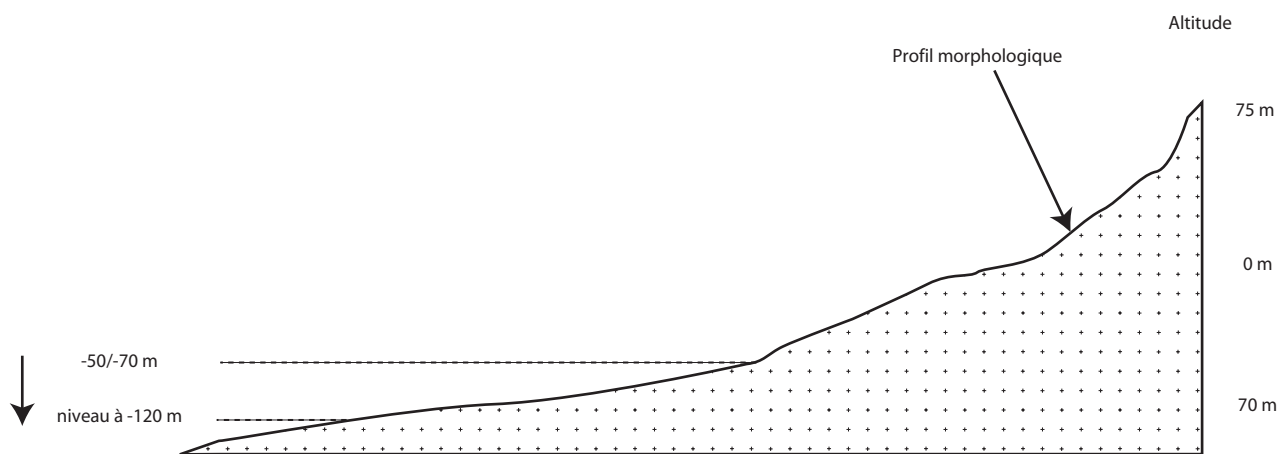
- Charge sédimentaire des rivières importantes

La charge transportée par les rivières est également déterminante. Récemment, Sklar et Dietrich (1998, 2001) ont montré l'influence de la charge transportée sur la capacité d'érosion. Ils montrent que s'il n'y a pas suffisamment de charge, l'incision n'est pas possible et que si la charge est beaucoup trop importante, le fond de la rivière est recouvert de sédiments ce qui empêche également l'incision. La vitesse d'érosion en fonction de la charge se présente alors sous la forme d'une courbe en cloche, dont le maximum correspond à la charge optimale dans le contexte local.

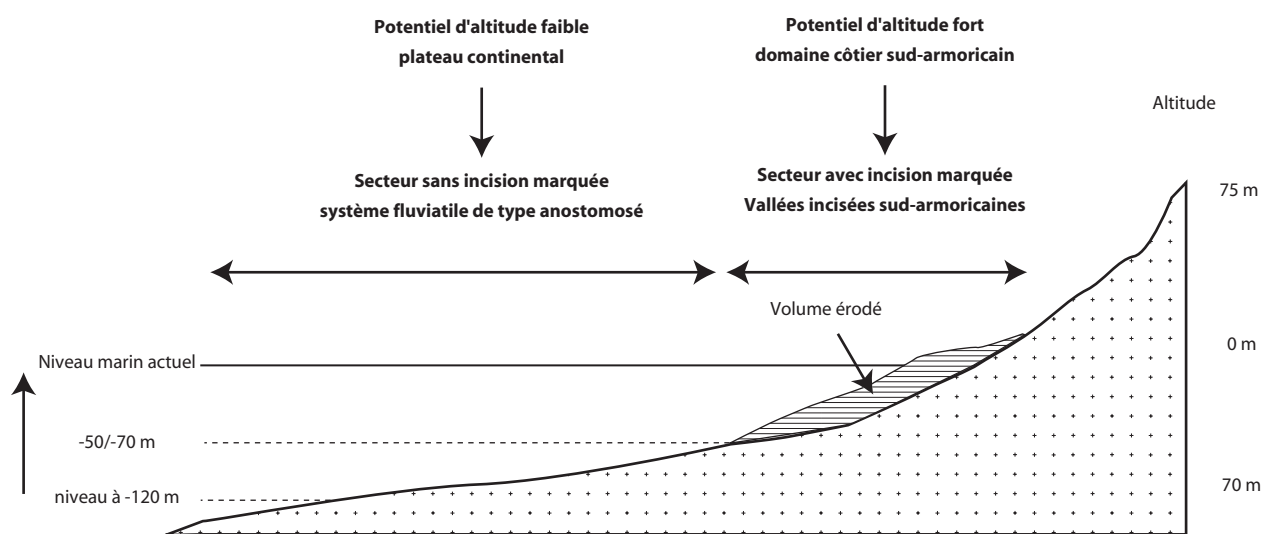
-Stationnements du niveau marin

Depuis 140 000 ans, 6 phases de chutes majeures du niveau de base (stades isotopiques 6, 5d, 5b, 4, 3, 2) ont été mises en évidence (figure I.13) et sont caractérisées par des durées allant 10 000 à 25 000 ans. La chute la plus longue correspondant au stade isotopique 3 dont la profondeur évolue entre – 60 m et – 80 m. Le stade 3 est précédé du stade 4, d'une durée d'environ 10 000 ans, pour une chute à – 80 m. Cette longue succession de bas niveau marin (35 000 ans) pourrait, à titre d'hypothèse, être à l'origine du système incision/non incision (figure IV.8) situées à des profondeurs voisines des isobathes 50/70 mètres.

Finalement, la surface d'incision au toit du substratum résulterait des bas niveaux des stades isotopiques 3 et 4. Elle sera à nouveau réutilisée au cours du stade 2. La région sud-armoricaine, immergée et émergée plusieurs fois au cours du Quaternaire (2.4 Ma à l'actuel), a enregistré les résultats d'interférence entre les oscillations du niveau marin et un soulèvement tectonique de faible amplitude (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al*, 2000).



A. Morphologie avant la chute



B. Morphologie après la chute

Figure IV. 8 : Représentation schématique de la réponse fluviale à une chute du niveau de base

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

Les données morphobathymétriques et d'imagerie acoustique (3000 kilomètres de sismique réflexion acquises et analysées) nous ont permis d'apporter de nouvelles informations, nécessaire à la compréhension de l'histoire récente du domaine côtier sud-armoricain. Il s'agissait d'obtenir une cartographie 2D/3D des éléments morphologiques, stratigraphiques et structuraux de la prolongation en mer des fleuves de l'Odette, du Blavet, d'Etel et de la Vilaine. Les principaux résultats nous ont conduits à réaliser une synthèse cartographique, géométrique et stratigraphique de l'ensemble des éléments géologiques.

- Le substratum des vallées : le socle et la couverture tertiaire

Un ensemble de cartes ont été réalisées afin de préciser l'extension, la géométrie, les relations structurales et chronologiques de la couverture tertiaire, plus particulièrement pour les dépôts yprésiens et bartoniens. La modélisation 3D des surfaces tertiaires, correspondant pour la majorité d'entre elles à d'anciennes topographies a permis d'isoler différents bassins et vallées. Bien que ce travail n'ait pu être réalisé sur l'ensemble du domaine sud-armoricain, les principales informations dont nous disposons (Baies de Quiberon de Vilaine et secteur d'Etel) mettent en évidence : (1) pour le socle cristallin, une surface topographique fortement incisée, faillée, déformée dans les principales directions de l'héritage hercynien et tardi-hercynien ; (2) pour les formations tertiaires, préservées et déformées dans des bassins, limités par des alignements structuraux de direction N120 ; N160 et N30 présentent des surfaces topographiques nettement marquées par des vallées. C'est au toit de ces surfaces que les vallées post oligocènes s'individualisent.

- Perspectives

Un travail ultérieur consisterait, à l'échelle du domaine sud-armoricain, à reconstituer la géométrie 3D de la surface du socle et des formations tertiaires préservées à partir des données sismiques. Ces nouvelles données complétées avec le M.N.T terre/mer aboutirait à une visualisation chronologique des différentes surfaces et permettraient d'identifier l'établissement des différents réseaux successifs jusqu'au réseau actuel.

Un autre travail sur la géométrie des séquences tertiaires permettrait de compléter les travaux réalisés à terre. Cette nouvelle base cartographique préciserait le type de mouvement enregistré, les principaux champs de contraintes, afin d'établir un bilan de la déformation finie depuis la fin du Bartonien, permettant ainsi d'estimer le rejeu vertical des failles sud-armoricaines.

- La morphologie des vallées : profils longitudinaux et transversaux

A partir des données sismiques, nous avons mis en évidence cinq réseaux hydrographiques au toit de la couverture tertiaire : réseau Baie de Concarneau, réseau Aven-Belon, réseau Blavet-Laïta, réseau Etel et réseau Vilaine. L'orientation et l'extension de ces réseaux sont principalement contrôlées par le cadre morpho-structural.

La reconstitution des profils longitudinaux entre la côte et l'isobathe 50 m nous a permis de mettre en évidence des talwegs irréguliers, perturbés par la présence de seuils topographiques. Les principales ruptures de pentes mises en évidence sont d'origine lithologique et tectonique ou dépendante de la dynamique érosive fluviale (confluences). Les ruptures de pente d'origine tectonique ont été principalement observées à proximité de l'Escarpement Sud Armoricaïn. Des observations similaires ont déjà fait l'objet d'étude à terre. La profondeur maximale des talwegs des différentes vallées en terme d'intensité d'érosion varie de 20 m de profondeur à l'Est, le long de l'ancien cours de la Vilaine, pour doubler et atteindre 40 m de profondeur à l'Ouest le long des anciens cours du Blavet et de l'Odet. Ce résultat est interprété comme un soulèvement différentiel récent « en touche de piano » entre ces deux régions, accommodé le long de la faille Scorff-Etel-Quiberon, s'ajoutant au modèle de surrection différentielle croissante du Sud vers le Nord (du Massif Armoricaïn ; figure IV.9).

- Perspectives

On pourrait envisager d'étendre les profils longitudinaux en amont dans les rivières à terre et en aval jusqu'au rebord du talus continental via les petites incisions décrites récemment par Bourillet *et al.*, 2003b. Ce travail permettrait d'évaluer l'évolution de la topographie à l'interface terre/mer dans un contexte de soulèvement de faible amplitude. Il permettrait de mieux comprendre les mécanismes responsables de l'incision et d'apporter des éléments de réponse à la disparition des réseaux au-delà de l'isobathe 50/70 m.

Enfin, une visualisation chronologique des réseaux depuis les structures à terre jusqu'aux structures les plus profondes aboutirait à une meilleure compréhension des évolutions paléogéographiques des rivières sud-armoricaines et à terme les raccorder aux réseaux hydrographiques fossiles de la Manche (Bourillet *et al.*, 2003a).

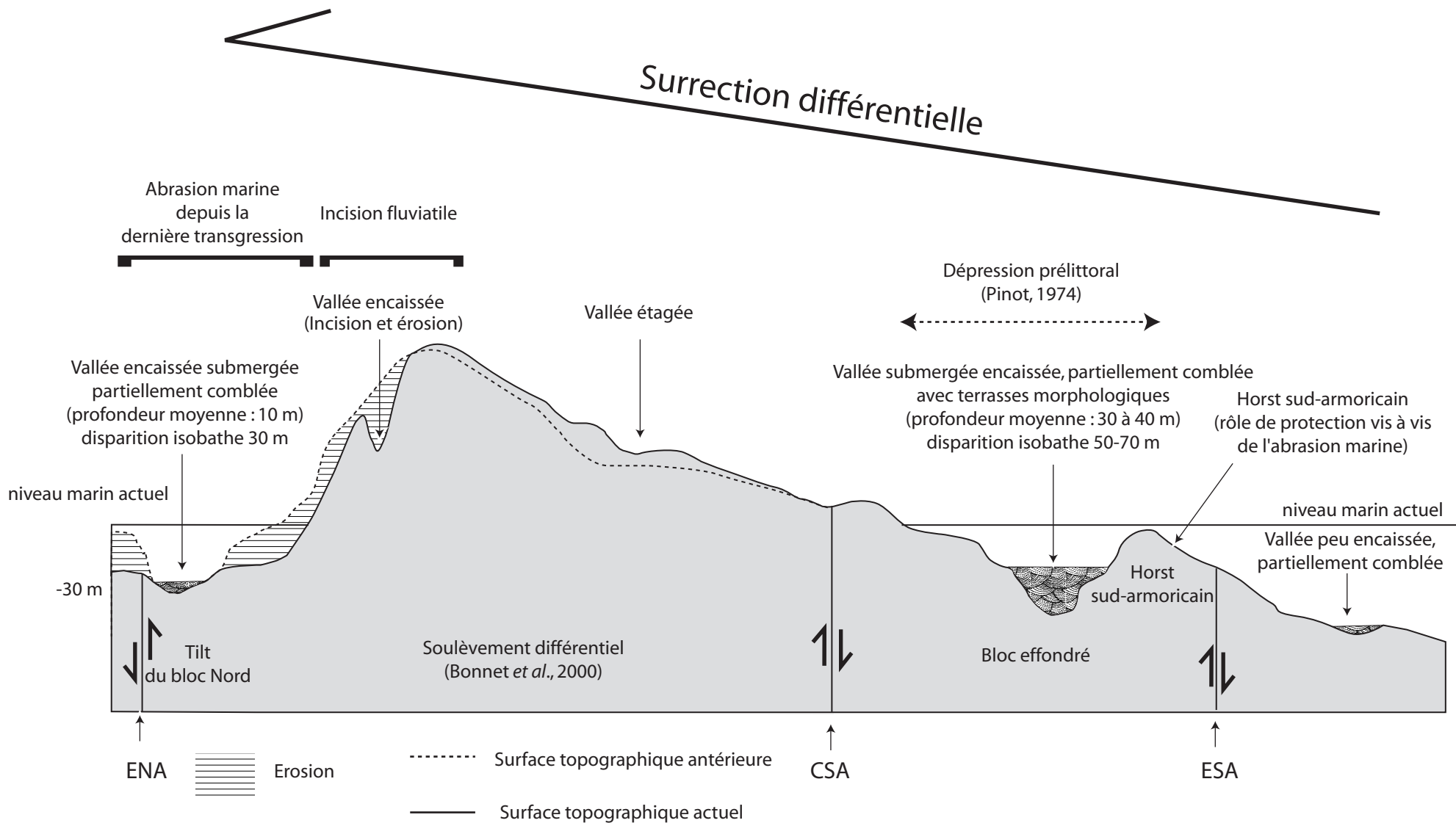


Figure IV. 9 : Modèle de croissance du relief du Sud vers le Nord montrant le rajeunissement de la surface topographique au Nord et la fossilisation de la morphologie au Sud.

- La surface de base des vallées

La surface de base de ces vallées irrégulière est une surface polygénique (paragraphe B) dont l'âge est très difficile à contraindre, ce qui nous conduit à penser que la morphologie du domaine côtier sud-armoricain présente un héritage complexe où périodes de comblement et d'érosion se sont succédées. Néanmoins l'âge pourrait être Pléistocène supérieur.

- Perspectives

Une seule et principale surface d'incision au toit de la couverture tertiaire a été caractérisée entre la côte et l'isobathe 50 mètres. Cette incision peut être suivie jusqu'à l'isobathe 50/70 m, il serait intéressant de voir si cette incision se raccorde aux incisions caractérisées récemment sur la marge sud-armoricaine (Bourillet *et al.*, 2003b)

- Le remplissage des vallées

L'étude stratigraphique du remplissage des vallées fossiles a permis d'identifier 4 unités qui s'organisent en deux séquences de dépôts majeures. Les dépôts fluviatiles en tresse caractérisent la séquence inférieure, tandis que la séquence supérieure comprend un ensemble de dépôts transgressifs dont l'évolution verticale et latérale passe de faciès fluvio-estuariens externe à estuariens plus interne puis de baie. Ces environnements sont aujourd'hui fossilisés sous des dépôts franchement marins, caractérisés par des argiles et des sables littoraux. L'organisation de la séquence de remplissage est simple au sens de Zaitlin *et al.*, 1994.

Bien que l'âge du remplissage soit encore discuté, en particulier pour les dépôts fluviatiles, la séquence inférieure de ces vallées semble être Pléistocène moyen ou supérieur à la base tandis la séquence supérieure plus récente pourrait s'être mise en place au cours de la dernière transgression.

Le comblement de la série transgressive s'est effectué dans deux types morphologiques de vallées incisées, soit (1) dans des vallées profondes encaissées, dominées par les courants tidaux à l'abri des hauts fonds, soit (2) dans des vallées plus larges, plus ouvertes au domaine marin, dominées par la houle.

- Perspectives

Une étude plus approfondie intégrant morphologie des vallées (hypsométrie) et géométrie du remplissage nous permettrait de discuter non seulement des facteurs de contrôle eustatiques et tectoniques, mais de faire évoluer le modèle géométrique du remplissage en tenant compte de l'histoire morphologique antérieure et de son façonnement probable au cours de la transgression.

BIBLIOGRAPHIE

A

- ADAMS J. (2000). Europe during the last 150.000 years. <http://www.esd.ornl.gov/projects/qenncerc/EUROPE.html>.
- ALIX A.S. (2003). Cartographie géologique de domaines de plate-forme et participation aux campagnes à la mer. Rapport de fin de stage, Intechmer, 42p.
- ALLEN G.P. & POSAMENTIER H.W. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 3, 378-391.
- ANDREIEFF P., BOILLOT G. & GENNESSEAUX M. (1968a). Pré reconnaissance géologique du Sud du Massif Armoricaïn : affleurements de dépôts aquitaniens. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266, 1220-1222.
- ANDREIEFF P., BOILLOT G., BUGÉ E. & GENNESSEAUX M. (1968b). Données récentes sur l'éocène au large de la Bretagne méridionale. *C. R. sommaire des séances de la Soc. Géol. Fr.*, 5, 161-162.
- ANDREIEFF P., BOUYSSÉ P., HORN R. & L'HOMER A. (1969). La couverture sédimentaire tertiaire à l'ouest et au sud-ouest du massif armoricaïn. *Bull. B.R.G.M*, IV, 4, 23-47.
- ANIMA R.J., EITREIM S.L., EDWARDS B.D. & STEVEVENNON A.J. (2002). Nearshore morphology and late Quaternary geologic framework of the northern Monterey Bay Marine Sanctuary California. *Marine Geology*, 181, 35-54.
- AUDREN C. & LEFORT J.P. (1977). Géologie du plateau continental sud-armoricaïn entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implication géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 109, 2, 395-404.
- AUGRIS C. & CLABAUT P. (2001). Cartographie géologique des fonds marins côtiers ; exemple le long du littoral français. (*Ed*). IFREMER, 75p.

B

- BAIZE S. (1998). Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). Thèse de l'Université de Caen et Doc. B.R.G.M. 289, 333p.
- BALTZER A., TESSIER B., BATES R., MOORE C. & MENIER D. (2003). Seistec seismic profiles: a tool to differentiate gas signatures and to determine their origin. *Deltech International Workshop*, 2003, Venice, Italy, 37-38.
- BARBAROUX L., BLONDEAU A. & MARGEREL J.-P. (1971). Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du Plateau de Four (Loire-Atlantique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, 12-15.

- BARBAROUX L., DUPLESSY J.-C., MARGEREL J.-P. & VISSET L. (1974). Variations climatiques et sédimentologiques récentes (période atlantique à actuel) dans l'estuaire de la Loire. Mise en évidence d'épisodes lagunaires. C.R. Acad. Sci. Paris, 278, 573-576.
- BARBAROUX L., DUPLAIX S. & VISSET L. (1980). Les alluvions anciennes submergées de la basse Loire dans la région de Saint-Nazaire (Loire-Atlantique). Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 28, 51-70.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R.G. & ZINDLER A. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbaros: sea-level during the past 130 000 years. Nature, 346, 456-458.
- BARROIS C. (1897a). Légende de la feuille de Quiberon au 1/80 000°. Ann. Soc. Géol. du Nord, 26, 17-33.
- BARROIS C. (1897b). La répartition des îles méridionales de la Bretagne et leur relations avec les failles d'étirement. Ann. Soc. Géol. du Nord, 26, 2-16.
- BARROIS C. (1897c). L'extension du limon quaternaire en Bretagne. Ann. Soc. Géol. du Nord, 26, 33-44.
- BARROIS C. (1897d). Des divisions géographiques de la Bretagne. Ann. Géogr., 6, pp 23-44, 103-122.
- BRAAKSMA H., KENTER JAM, PROUST J.-N, DIJKMANS V, VAN HOEK T. & MAHIEUX G. (2003). Controls on acoustic properties of late Jurassic siliclastic rocks (Boulonnais, northern France). Geophysics. (soumis)
- BECKER A. (1983). An attempt to define a « neotectonic period » for central and northern Europe. Geol. Rundsch., 82, 67-83.
- BECHENNEC F., GUENNOC P., GUERROT C., LEBRET P. & THIEBLEMONT D. (1997). Natice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Concarneau (382). Orléans : BRGM, 129p. carte géologique par F. Béchenne, P. Guennoc, Y. Delanoë, P. Lebret, B., Hallégouët, S.Le Meur (1997).
- BERGER A. (1992). Le climat de la terre. Un passé pour quel avenir ? De Boeck-Wesmael Université, ISBN 2-8041-1497-X.
- BERNE S., LERICOLAIS G., MARSSET T., BOURRILLET J.-F. & DE BATIST M. (1998). Erosional offshore sand ridge and lowstand shorefaces: examples from tides and wave-dominated environnements of France. Jour. Sed. Res., 68, 540-555.
- BEVAN T.G. & HANCOCK P.L. (1986). A late cenozoic regional mesofracture system in southern and northern France. J. Soc. Geol. London, 143, 355-362.
- BLUM M.D. (1993). Genesis and Architecture of Incised Valley Fill sequences: a Late Quaternary Example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. in Weimer & Posamentier H.W. (Eds). Siliclastic Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications, Mem Am. Asso. Petrol. Geol., 58, 259-283.

- BOILLOT G., BOUYASSE P. & LAMBOY M. (1971). Morphology, sediments and quaternary history of the continental shelf between the Straits of Dover and Cape Finisterre. ICSU/SCOR Working Party 31 Symposium, Cambridge 1971: The Geology of the east atlantic Continental Margin. Edited by Delany F.M., 1971. Institute of Geological sciences Report 70/15, 75-90.
- BONNET S. (1998). Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Doctorat de l'Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, 352p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F. & BRUN J.-P. (1998). Relative uplift measured using river incisions: the case of the armorican basement (France). C.R. Acad. Sci. Paris, 327, 245-251.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P. & VAN DEN DRIESCHE J. (2000). Large scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of Proterozoic-Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. J. geophys. Res., 105, B8, 19273-19288.
- BORNE V. (1986). Le Paléogène du bassin de Challans-Noirmoutier (France). Thèse de l'Université de Nantes, 269p.
- BOUMA A.H., STELTING C.E. & FEELEY M.H. (1987). High-resolution seismic reflection profiles. in Bally A.W. (Ed.) Atlas of Seismic Stratigraphy. Am. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geology, 27, 72-96
- BOURCART J. (1947). Les sables roux du plateau continental français. C.R. Acad. Sci. Paris, 225, 316-318.
- BOUYASSE P. & VANNEY J.-R. (1966). La baie de la Vilaine : Etude sédimentologique et morphologique. Cahiers Océanogr., 18, 4, 319-341.
- BOUYASSE P., GONI J., PARENT C. & LE CALVEZ Y. (1966). Recherches sur le plateau continental (baie de Vilaine). Mémoires du B.R.G.M., 5, 6, 2-77.
- BOUYASSE P. & LE CALVEZ Y. (1967). Etude des fonds marins compris entre Penmarc'h et Groix (Sud-Finistère). Bull. du B.R.G.M., 1, 2, 39-73.
- BOUYASSE P. & HORN R. (1968). Nouvelles données sur la structure du plateau continental sud-armoricain. C.R. Acad. Sci. Paris, 267, 690-693.
- BOUYASSE P., HORN R. & LE GORGEU J.-P. (1968). Résultats d'une prospection de sismique réflexion continue en Bretagne méridionale, entre Penmarc'h et Belle-Île. C.R. Acad. Sci. Paris, 267, 568-571.
- BOUYASSE P. & HORN R. (1971). Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. Cahiers Océanogr., 23, 6, 497-517.
- BOUYASSE P. & HORN R. (1972). La géologie du plateau continental autour du Massif Armorican. Bull. du B.R.G.M., IV, 2, 3-17.
- BOUYASSE P., CHATEAUNEUF J.-J. & TERS M. (1974). Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flamand en baie de Vilaine (Bretagne méridionale). C.R. Acad. Sci. Paris, 279, 1421-1424.

- BOURRILLET J.-F., REYNAUD J.-Y., BALTZER A. & ZARAGOSI S. (2003a). The “fleuve Manche” : the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *Journal of Quaternary Science*, 18, 261-282.
- BOURRILLET J.-F., LEVRON L., DUBRULLE C., JOUANNEAU J.-M., LOUBRIEU B. & WEBER O. (2003b). Reconnaissance sédimentologique de la grande vasière, Golfe de Gascogne. *Congrès A.S.F. Bordeaux*, p73..
- BOYD R. & HONIG C. (1992). Estuarine sedimentation on the eastern shore of Nova Scotia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 4, 569-583.
- BRAULT N. (2002). Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriété de différents types d'aquifères. Thèse de l'Université de Rennes I, 2609, 184p.
- BRAULT N., GUILLOCHEAU F., PROUST J.-N., NALPAS T., BONNET S., BOURQUIN S. & BRUN J.-P. (2001). Evolution du système fluvial de Pénestin (Morbihan) : Conséquences géomorphologiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 563-572.
- BRAULT N., BOURQUIN S., GUILLOCHEAU F., DABARD M.-P., BONNET S., COURVILLE P., ESTEOULE-CHOUX J. & STEPANOFF F. (2003). Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis relative influence of tectonics and climate. *Sedimentary Geology* (in press).
- BRIAND J. & HELGOUAC'H J. (1999). Systèmes fluviaux, estuaires et implantations humaines de la préhistoire aux grandes invasions. Eds. CTHS, ISBN 2735504778
- BROWN R.E. & FISHER W.L. (1977). Seismic stratigraphy interpretation of depositional surfaces: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *in* PAYTON C.E. (Ed). *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 213-248

C

- CAROFF M., BELLON H., CHAURIS L., CARRON J.-P., CHEVRIER S., GARDINIER A., COTTEN J., LE MOAN Y. & NEIDHART Y. (1995). Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif Armoricaire (France) : pétrologie, géochimie, âge et modalités de la mise en place. *Can. J. Earth.*, 32, 1921-1936.
- CHAPELL J. & SHACKELTON N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.
- CHEVALIER M. (1987). Tectonique récente, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques dans le domaine du lac de grand lieu. Thèse de l'Université de Nantes, 157p.
- CHEVALIER M. (1988). Conservation de sédiments cénozoïques le long de l'accident sud-armoricain “Sainte-Pazanne-Les Essarts” (domaine du lac de Grand-Lieu, Loire Atlantique). *Géologie de la France*, 1, 71-77.
- CIRAC P., BERNE S., LERICOLAIS G. & WEBER O. (1997). Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental nord aquitainien (océan atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 6, 717-725.

- COMBOURIEU-NEBOUT N. (1987). Place de la première glaciation boréale vis à vis de la limite plio-pléistocène en Méditerranée. Analyse du pliocène de Semaforo (Crotone, Italie). C.R. Acad. Sci. Paris, 304, 533-538.
- CORNU S. (2002). Contribution à la cartographie du substratum et des formations plio-quaternaires de la plate-forme interne de Bretagne Sud. Rapport de stage, Institut National des Sciences et Techniques de la Mer, 1-33.
- CRESSARD A. & AUGRIS C. (1981). Les granulats siliceux et calcaires du littoral français. Bull. Liaison Lab. P. ch., spé. , IV, 69-80.

D

- DALRYMPHE R.W., ZAITLIN B.A. & BOYD R. (1992). Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 6, 102-111.
- DALRYMPLE R.W., BOYD R. & ZAITLIN B.A. (1994). Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, 51, 391p.
- DANGEARD L. (1928). Observations et géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Annales de l'Institut Océanographique*, VI, I.
- DANGEARD L. & GRAINDOR M. (1956). L'étage normanien et ses divisions. C.R. Acad. Sci. Paris, 242, 1744-1745.
- DE MARTONNE E. (1906). La pénéplaine et les côtes bretonnes. *Ann. Géogr.*, 15, pp 213-236, 299-328.
- DELANOË Y. (1988). Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, 79-90.
- DELANOË Y., GRASSY R. & GROVEL A. (1969). Applications du sondage sismique continu par petits fonds à l'étude du littoral lorientais. C.R. Acad. Sci. Paris, 268, 1255-1258.
- DELANOË Y., DIEUCHO A. & PINOT J.-P. (1972). La zone périlittorale entre les îles de Glénan et l'île de Houat. Etude géomorphologique et géologique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIV, 249-260.
- DELANOË Y. & PINOT J.-P. (1974). Etude structurale du Tertiaire de la région du banc Bertin entre Belle-Île et les îles de Glénan, Bretagne méridionale. *Bull. Un. Océanog. Fr.*, 9, 59-64.
- DELANOË Y., LEHEBEL L., MARGEREL J.-P. & PINOT J.-P. (1975). La Baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. C.R. Acad. Sci. Paris, 281, 1947-1950.
- DELANOË Y., MARGEREL J.-P. & PINOT J.-P. (1976). En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Eocène ondulé, faillé et érodé, et l'Aquitainien a voilé l'ensemble après une nouvelle pénéplanation. C.R. Acad. Sci. Paris, 282, 29-32.

- DELANOË Y. & PINOT J.-P. (1977). Littoraux et vallées holocènes submergés en Baie de Concarneau (Bretagne méridionale)*. Bulletin de l'association française pour l'étude du quaternaire, 27-38.
- DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER., BIJU-DUVAL B., BRUNET M.-F., CADET J.-P., CRASQUIN S. & SANDULESCU M. (2000). Atlas péri-téthys. Paleogeographical maps. Comité de la carte géologique du Monde (CCGM/CGMW), Paris, 24pl.
- DUGUE O., POUPINET N., BAIZE S., AUFFRET J.-P, COUTARD J.-P, OZOUF J.-C. & CLET-PELLERIN M. (2000). Stratigraphie du Plio-pléistocène inférieur de Normandie : les séries marines et fluviales des bassins su seuil du Cotentin. Géologie de la France, 3, 99-125.
- DURAND S. (1960a). Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse de l'Université de Rennes I, 1960. Publiée sous : Mem. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 1960, 387p.
- DURAND S. (1960b). Le Néogène de Bretagne. Sonderdruck aus Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien 52.Band 1959 (Verhandlungen des Comité du Néogène méditerranéen 1. Tagung in Wien, 10, 20. Juli 1959), 115-122.
- DURAND S. (1962). Le Paléogène du Nord-Ouest de la France. Extrait du Colloque sur le Paléogène (Bordeaux, Septembre 1962), 517-528.

E

- ESTEOULE-CHOUX J. (1967). Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse de l'Université de Rennes I, 319p.
- ELKIBBI M. & RIAL J.A. (2001). An outsider's review of the astronomical theory of the climate : is the excentricity driver insolation the main driver of the ice-ages ? Earth science review 56, 161-177..
- EVANS C.D.R. (1990). United Kingdom offshore regional report: the geology of the western English Channel and its western approaches. HSMO for the British Geological survey, London, 93p.
- EYLES N. (1995). Earth's glacial record and its tectonic setting. Earth Science Reviews, 35, 1-248.

F

- FAIRBANKS R.G. (1989). A 17000 years glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, 637-642.

- FERRONIERE G. (1921). Notes de géologie Marine. Bull. Soc. Géol. Min. de Bretagne, II, spé, 187-211.
- FERRONIERE G. (1922). Ce qu'une géologue peut lire sur une carte marine, étude du passage de la Teignouse. Bull. Soc. Géol. Min. de Bretagne, III, 287-301
- FOYLE A.M. & OERTEL G.F. (1997). Transgressive systems tract development and incised-valley fills within a Quaternary estuary-shelf system: Virginia inner shelf, USA. Marine Geology 137, 227-249.
- FUNNELL B.M. (1995). Global sea level and the (pen-)insularity of late Cenozoic Britain. *in* Preece R.C. (Ed). Island Britain: a quaternary perspective. Geol. Soc. Sp. Publ., 96, 3-13.

G

- GARCIA-GIL S., VILAS F. & GARCIA-GARCIA A. (2002). Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study in continental Shelf Research, 22, 2303-2315.
- GAPAIS D. & LE CORRE C. (1990). Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone ? Nature, 288, 5791, 574-576.
- GIBERT B., LE GONIDEC Y. & PROUST J.-N. (2002). Multiscale analysis of waves reflected by complex interfaces : Basic principles and experiments. Journal of geophysical Research, 107, B9, 2184.
- GODARD G., CHEVALIER M., BOUTON P. & MOURoux B. (1994). Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. Géologie de la France, 4, 35-56.
- GROS Y. & LIMASSET O. (1984). La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Doc B.R.G.M., 1974, 80p.
- GROUSSET F. (2001). Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans. Quaternaire, 12, 4, 203-211.
- GUILCHER A. (1948). Le Relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. La Roche sur Yon, Potier, 682p.
- GUILCHER A. (1967). Morpho-sédimentologie de la plate-forme continentale atlantique entre Ouessant et les sables d'Olonne. Rev. de géographie Physique et de géologie Dynamique (2^{ème} série), IX, 3, 181-190.
- GUILLAUME-BRUNO S. (1972). Le plio-quaternaire des côtes du Morbihan. Etude sédimentologique et stratigraphique. Thèse de l'Université de Paris-Sud, 110p.
- GUILLOCHEAU F., BONNET S., BOURQUIN S., DABARD M-P, OUTIN J-M & THOMAS E. (1998). Mise en évidence d'un réseau de paléovallées ennoyées (paléorias) dans le Massif Armoricaïn : une nouvelle interprétation des sables pliocènes armoricains. C.R. Acad. Sci. Paris, 327, 237-243.

GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG R., GARCIA J.-P., GAULIER J.-M., GAUMET F., GROSDOY B., HANOT F., LE STRAT P., METTRAUX M., NALPAS T., PRIJAC C., RIGOLLET C., SERRANO O., VAIRON J. & GRANDJEAN, G. (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, 189-246.

GUILLOCHEAU F., BRAULT N., THOMAS E., BARBARAND J., BONNET S., BOURQUIN S., ESTEOULE-CHOUX J., GUENNOC P., MENIER D., NERAUDEAU D., PROUST J.-N. & WYNS R. (2003). Histoire géologique du Massif Armoricaïn depuis 140 MA (Crétacé-Actuel). *Ass. Geol. Bassin Paris*, 40, 1, 13-28.

H

HALLEGOUET B. & VAN VLIET LANOE B. (1989). Héritage glaciels sur les côtes du Massif Armoricaïn (France). *Géographie physique et quaternaire*, Montréal, Canada, 43, 2, 223-232.

HALLEGOUET B. & MOLINES N. (2001). Les industries des terrasses fluviales de l'estuaire de la Vilaine. Actes des congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques, 124^e Nantes, 1999, Systèmes fluviaux, 201-204p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences*, 235, 1156-1167.

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C. & VAIL P.R. (1997). Mesozoic-Cenozoic Sequence chronostratigraphic framework. *in* De Graciansky P.C., Hardenbol J, Jacquin T., Vail J.R., Farley M.B. (Eds). *Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 59.

HISCH C., CUSHING E., CABRERA J., MERCIER J., PRASIL P. & JARRIGE J.-J. (1993). Paleostress evolution in Great Britain from Permian to Cenozoic : a microtectonic approach to the geodynamic evolution of the southern UK basins. *Bull Centres Rech. Explor. Prod. Elf.*, 17, 303-330.

HOMMERIL P., LARSONNEUR C. & PINOT J.-P. (1972). Les sédiments du précontinent armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France*, 14, 4, 238-245.

HORN R., VANNEY J.-R., BOILLOT G., BOUYASSE P. & LECLAIRE L. (1966). Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode « boomer » au large du massif Armoricaïn méridional. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, 1560-1563

HORN R., MARTIN G. & MURAOUR P. (1969). Etude préliminaire de la structure géologique du plateau continental au large de la Rochelle. *Trav. Lab. Géophysique appliquée à l'océanographie*, 2, 1-13.

I

IMBRIE J., HAYS J.D., MARTINSON D.G., McINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS W.L., PRELL W.L. & SCHACKLETON N.J. (1984). The orbital theory of pleistocene climate:

support from a revised chronology of the marine O¹⁸ record. *in* Berger A., Imbrie J., Hays J., Kulka G., Saltman B. (Eds). Milankovitch and climate, série C, Mathematical and Physical Sciences, 126.

J

JEGOU A.-M. & SALOMON J.-C. (1988). Télédétection Loire-Vilaine. Rapport IFREMER DERO-88.01-EL, 58p.

JEGOUZO P. & ROSSELLO E.A. (1988). La branche Nord du Cisaillement Sud-Armoricain (France) : un essai d'évaluation du déplacement par l'analyse des mylonites. C.R. Acad. Sci. Paris, 307, II, 1825-1831.

L

LAMBECK K. (1995). Late Devensien and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. Journal of the Geological Society, London, 152, 437-448.

LAPIERRE F. (1970). Fleuves et rivage préflandriens sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. Quaternaria, 207-217.

LAUDRIDOU J.-P. (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse de l'Université de Caen, 908p.

LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M. & ROBARDET M. (1991). Le Massif Armoricaïn. Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 44, 1-2, 31-103.

LEFORT J.-P. (1970). Géologie du substrat rocheux et morphologie. Soc. Géol. min de Bretagne, II, 2, 89-103.

LEFORT J.-P. (1975). Le socle périarmoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse d'Etat de l'Université de Rennes, 250p.

LEFORT J.-P. (1978). Les prolongements submergés du massif armoricain : Etude de géologie et de géophysique marine. Mémoires de la Société Géologique de France, LVI, 1-67.

LEFORT J.-P. & AGARWAL B.N.P. (2002). Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. Tectonophysics, 350, 193-213.

LEMOINE G. (1989). Etude sédimentaire de la Baie de Quiberon : la zone ostréicole en eau profonde et ses abords. Rapports IFREMER, 102p.

LENOTRE N., THIERRY P., BLANCHIN R. & BROCHARD G. (1999). Current vertical movement demonstrated by comparative levelling in Brittany. Tectonophysics, 301, 333-344.

- LERICOLAIS G. (1997). Evolution du fleuve Manche depuis l'Oligocène : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme en régime périglaciaire. Thèse de l'Université de Bordeaux I, 265p.
- LERICOLAIS G., FENIES H., TASTET J.-P. & BERNE S. (1998). Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental. C.R. Acad. Sci. Paris, 326, 701-708.
- LERICOLAIS G., BERNE S. & FENIES H. (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology*, 175, 183-197.
- LOGET N. (2001). Structuration des bassins tertiaires et morphogenèse des vallées fossiles en baie de Concarneau. DEA de Géosciences Rennes, 21p.
- LOWE J.J. & WALKER M.J.C. (1997). Reconstructing Quaternary environments. Longman *Ed.*, 446p.
- LUCAS S. (1995). Stratigraphie sismique du plateau sud-armoricain : quantification de la déformation au cours du Cénozoïque. DEA de Géosciences Rennes, 14p.

M

- MAHIEUX G., PROUST J.-N., TESSIER B. & DEBATIST M. (1998). Comparison between high-resolution seismic and sequence stratigraphic approaches applied to the Upper Jurassic deposits of the Dover Strait area (Northern France). *Marine and Petroleum Geology*, 15, 329-342.
- MENIER D. (1999). Analyse sismique très haute résolution en baie de Vilaine : mise en évidence d'un système fluvial méandrique scellé par une série sédimentaire transgressive d'âge holocène. D.E.A de Géosciences Rennes, rapports de stage 1998-1999, 26p.
- MENIER D., GOUBERT E., LE CORRE C., TESSIER B., BALTZER A., PROUST J.-N. & BONNET S. (2001). L'estuaire externe de la Vilaine : paléoenvironnement et dynamique actuelle. Imagerie acoustique. Rapport Bingolaine - IAV, 80 p. (<http://www.sgmb.univ-rennes1.fr/Vilaine-Menier/Bingolaine.pdf>)
- MENIER D., REYNAUD J.-Y., PROUST J.-N., GUILLOCHEAU F., GUENNOC P., GOUBERT E., FRENOD E., MONBET V. & LE CORRE C. (2003). Quantification de la déformation et évolution morphologique des vallées fossiles sud armoricaine : Apport de la sismique réflexion. 9^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, 13-15 Octobre, 350p.
- MILON Y. (1929). Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne. C.R. Acad. Sci. Paris, 189, 1004-1005.
- MILON Y. & DANGEARD L. (1928). Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le quaternaire. C.R. Acad. Sci. Paris, 187, 136-138.
- MITCHUM J.R., VAIL P.R. & SANGREE J.B. (1977a). Stratigraphic Interpretation of seismic reflection pattern in depositional sequences. *in* PAYTON C.E. (Ed). *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. Am. Asso. Petrol. Geol. Mem., 26, 117-134.

- MITCHUM J.R., VAIL P.R. & THOMSON I.S. (1977b). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of seismic reflection Patterns in depositional sequences. *in* PAYTON C.E. (Ed). Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 117-133.
- MONNIER J.-L., JUMEL G. & JUMEL A. (1981). Le Paléolithique inférieur de la côte 42 à St Malo de Phily (Ille et Vilaine) : Stratigraphie et industrie. Bull. S. P.F., 72, 317-382.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1973). Le quaternaire du Massif Armoricaire. Annales scientifiques de l'université de Besançon, géologie, 3^{ème} série, 21, 75-80.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1974). Variation de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire, analyses de dépôts organiques littoraux. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 17, 208p.
- MORZADEC M.-T. (1999). Littoraux pléistocènes de l'ouest du Massif Armoricaire de la rade de Brest à la baie d'Audierne. Quaternaire, 10, 2-3, 171-179.
- MORZADEC M.-T. & MONNIER J.-L. (1982). Chronologie relative des cordons littoraux pléistocènes de Bretagne. Bull. Ass. Fr. pour l'étude du Quaternaire, 4, 195-203.
- MORZADEC M.-T. & collaborateurs. (1999). Lignes de rivages. La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques, variabilité naturelle des environnements, 14-17. Publication Andra, CNF-INQUA, 59p.
- MULLINS H.T. & HALFMAN J.D. (2001). High resolution seismic reflection evidence for middle holocene environmental change, Owaxco Lake, New York. Quaternary research 55, 322-331.
- MULLER B., ZOBACK M.L., FUCHS K., MASTIN L., GREGERSEN S., PAVONI N., STEPHANSSON O. & LJUNGGREN C. (1992). Regional pattern of tectonic Stress in Europe. Journal of Geophysical Research, B8, 783-803.

N

- NERAUDEAU D. (2003). Lithologies, faunes et paléogéographies des dépôts de type falun. Ass. Geol. Bassin Paris, 40, 1, 6-12.

O

- OLLIVIER-PIERRE M.-F. & ESTEOULE-CHOUX J. (1980). Palynologie, sédimentologie, reconstitution des climats : Application au Paléocène du Massif Armoricaire. Mém. Mus. Hist. Nat, série B, botanique, palynologie et climats, XXVIII, 232-238.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., CHATEAUNEUF J.-J., FARJANEL G. & ESTEOULE-CHOUX J. (1985). Du domaine marin au continental, un exemple : les argiles feuilletées yprésiennes de la baie de Bourgneuf et du lac de Grand-Lieu (Vendée). Sci. Géol. Bull., 38, 1, 45-59.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., GRUAS-CAVAGNETTO C., ROCHE E. & SCHULER M. (1987). Eléments de fore de type tropical et variations climatiques au Paléogène dans quelques bassins d'Europe Nord-Occidentale. Mém. Trav. E.P.H.E., Inst Montpellier, 17, 173-205.

OLLIVIER-PIERRE M.-F., MAUPIN C., ESTEOULE-CHOUX J. & SITTLER C. (1993). Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie et palynofaciès du Rupélien du Bassin de Rennes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, 203-250.

P

PERVINQUIERE L. (1910). Sur la nature du plateau sous-marin de Rochebonne (Charente-inférieure). *Bull. Soc. Géol. France*, 4^{ème} série, X, 28.

PINOT J.-P. (1968). Littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Île. *Bull. Ass. Fr. pour l'étude du quaternaire*, 197-216.

PINOT J.-P. (1974). Le pré-continent breton, entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental, étude géomorphologique. Lannion, Impram, 256p.

POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. *in* WILGUS C.K., HASTING B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds). *Sea-level Change - An Integrated Approach*. Soc. Econ. Petrol. Miner. Spec. Publ., 42, 125-154.

POSAMENTIER H. W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. *in* WILGUS C.K., HASTING B.S., KENDALL C.G.ST.C., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds). *Sea-level Change - An Integrated Approach*. Soc. Econ. Petrol. Miner. Spec. Publ., 42, 109-124

PRIGENT D., VISET L., MORZADEC-KERFOURN M.-T. & LAUTRIDOU J.-P. (1983). Human occupation of the submerged coast of the Massif Armorican and postglacial sea level changes. *Quaternary Coastlines*, Academic Press London, ISBN 0124792502, 303-324.

PROUST J.-N (1990). Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 165p.

PROUST J.-N. (1999). Le domaine côtier péri-armoricain : état ancien, état actuel et prévisions d'évolution pour le 21^{ème} siècle. *Projet PRIR COTARMOR*, région Bretagne.

PROUST J.-N. DEYNOUX M. & GUILLOCHEAU F. (1990). Anatomie fonctionnelle d'une fermeture d'un bassin sédimentaire : Protérozoïque terminal, groupe glaciaire du Bakoye, Afrique de l'Ouest. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, 255-261.

PROUST J.-N. (1995). Nature, géométrie et préservation des sédiments silicoclastiques dans les systèmes de bas niveau des bassins de marge cratonique (Protérozoïque terminal, Mali, Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. Geol. France*, 166, 6, 649-661.

PROUST J.-N. & DEYNOUX M. (1994). Marine to non marine sequences architecture of an intracratonic glacially related basin. Late Proterozoic deposits of the West African Taoudeni Basin in western Mali. *in* Deynoux *et al.* (Eds). « The earth's Glacial Record: facies models and geodynamic evolution ». Cambridge University Press., 121-145.

- PROUST J.-N., MENIER D., GUILLOCHEAU F., GUENNOC P., BONNET S., ROUBY D. & LE CORRE C. (2001a). Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 737-749.
- PROUST J.-N. , MAHIEUX G., TESSIER B. (2001b). Field and seismic images of sharp-based shorface deposits in the Kimmeridgian-Tithonian depositis of the Dover Strait. Implications on sequence stratigraphic interpretations. *J. Sedim Res.* 71, 944-957.
- PROUST J.-N. & CHANIER F. (soumis). The pleistocene Cape-kidnappers section in New Zealand : orbitally forced controls on active margin sedimentation. *Journal of quaternary Science*.
- PUYON-BOBLAYE (1827). Carte géologique de la Bretagne. *Mém. Mus. Hist. N^{elle}*, XV.

Q

- QUESNEY A. (1983). Manche occidentale et mer celtique. Etude des paléovallées, des fossés et des formations superficielles. Thèse de l'Université de Caen, 162p.

R

- RAVENNE C. (1978). Etude bibliographique des publications d'EXXON concernant l'interprétation stratigraphie des sections sismiques. Rapport interne Institut Français du Pétrole, 26 179-1 à 26 179-3, Rueil-Malmaison.
- REYNAUD J.-Y. (1996). Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale. *Géologie, Géochimie et Géophysique Sédimentaires*, Université des Sciences et Technologiques de Lille, 1, 266p.
- REYNAUD J.-Y., LAURIAT-RAGE A., TESSIER B., NERAUDEAU D., BRACCINI E., CARRIOL R.P., CLET-PELLERIN M., MOULLADE M., LERICOLAIS G., (1999a). Importations et remaniements de thanatofaunes dans les sables de plate-forme profonde des approches occidentales de la Manche. *Oceanologica Acta*, vol.22, 351-364.
- REYNAUD J.-Y., TESSIER B., PROUST J.-N., DALRYMPHE R., BOURRILLET J.-F., DE BATIST M., MARSSET T. & BERNE S. (1999b). Architecture and sequence stratigraphy of a late neogene incised valley at the shelf margin, southern celtic sea. *Journal of sedimentary Research*, 69, 2, 351-364.
- REYNAUD J.-Y., TESSIER B., PROUST J.-N., DALRYMPLE R., MARSSET T., DE BATIST M., BOURRILLET J.-F. & LERICOLAIS G. (1999c). Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of the deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology*, 46, 703-721.
- REYNOLD A.D. (1994). Sequence stratigraphy from core and wireline log data: the Viking Formation, Albian, south central Alberta, Canada. *Marine and Petroleum Geology*, 3, 11, 258-282.

ROBERT J.-P. (1969). Géologie du Plateau continental français. *Revue de l'Institut français du Pétrole*, XXIV, 4, 383-440.

ROKSANDI C M. M. (1978). Seismic Facies Analysis Concepts. *Geophys. Prosp.*, 26, 2, 383-398

ROUCHY J.-M. & BLANC-VALLENRON M.-M. (1999). Le Cénozoïque en Europe. *in* Fröhlich F. & Schubnel H.J. (Eds), *Les âges de la Terre*, MNHN, Paris, 86-90.

S

SALOMON J.C. & LAZURE P. (1988). Etude par modèle mathématique de la circulation marine entre Quiberon et Noirmoutier. *Rapport IFREMER DERO-88.26-EL*, 104p.

SANGREE J.B. & WIDMIER J.M. (1977). Seismic Interpretation of clastic depositional facies. *in* PAYTON C.E. (Ed). *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 165-184.

SCHUMM S.A. (1981). Evolution and response of the fluvial system ; sedimentologic implications: *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec.pub.*, 31, 19-29.

SCHUMM S.A. (1993). River Response to base level change: Implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, 101, 279-294.

SCHUMM S.A. & EDRIDGE F.G. (1994). Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 51, 391p.

SHACKLETON N.J. (1997). The deep-sea sediment record and the plio-pleistocene Boundary. *Quaternary. Interna.*, 40, 33-36.

SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, 270, 216-219.

SHERIFF R.B. (1980). *Seismic Stratigraphy*. IHRDC, Boston, 227p.

SIBUET J.-C. (1972). Contribution de la gravimétrie à l'étude de la Bretagne et du plateau continental adjacent. *Bull. Soc. Géol. France*, 124-129.

SLOSS L.L. (1988). Forty years of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1661-1665.

SMALL R.J. (1978). *The study of Landforms. A textbook of geomorphology*. Press Syndicate of the University of Cambridge, ISBN, 0521216346.

STRIDE A.H., CURRAY J.R., MOORE D.G. & ANDERSON R.H. (1969). Marine geology of the atlantic continental margin of Europe. *Phil. Trans. of the Royal Society of London*, 1148, 264, 31-75.

SWIFT D.J.P. (1968). Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *J. Geol.*, 76, 444-456.

T

- TALLING P.J. (1998). How and where do incised valleys form if sealevel remains above the shelf ? *Geology*, 26, 87-90.
- TERS M. (1973). Les variations du niveau marin depuis 10.000 ans, le long du littoral Atlantique Français. *Le Quaternaire, Géodynamique, Stratigraphie et Environnement*. 9^{ème} congrès international de l'INQUA, Christchurch décembre 1973, Ed CNRS.
- THOMAS E. (1999). Evolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif Armoricaïn. Thèse de l'Université de Rennes I, 148p.
- THOMAS M.A. & ANDERSON J.B. (1994). Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine. Incised-Valley system, texas continental shelf. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 51, 391p.
- THORAVAL M. (2003). Variations du niveau de la mer au cours de l'Holocène enregistrées par les sédiments de l'étang de Lannénec. Rapport de stage Univ Brest, 32p.
- TORNQVIST T.E. (1993). Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhin-Meuse Delata (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *J. Sedim. Petrol.*, 63, 683-693.

V

- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMSON I.S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *in* PAYTON C.E. (Ed). *Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 83-97
- VAN VLIET LANOE B. (1986). Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125000 à 75000 BP). Variations de faciès et signification paléoclimatique du Sud de la Pologne à l'Ouest de la Bretagne. *Bull. Ass. Fr. Quaternaire*, 25-26, 139-150.
- VAN VLIET LANOE B. (1996). Relations entre la contraction thermique des sols en europe du Nord-Ouest et la dynamique de l'inlandsis weischélien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332 , 6, 461-468.
- VAN VLIET LANOE B., HALLEGOUET B., BONNET S. & LAURENT M. (1995). Evidences d'une activité sismique au pléistocène moyen et supérieur dans le Massif Armoricaïn. Implications pour la géodynamique du pergélisol européen. *Ass. Fr. Périglaciaire. Environnements Périglaciaires et C.R. Groupe Régionalisation de Périglaciaire*, XX, 2, 4-22.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. (1990). Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for high resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, Tulsa, 7, 55p.

- VANNEY J.R. (1977). Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. S.E.D.E.S, Paris, 473p.
- VANNEY J.R. & GUILCHER A. (1963). La répartition des fonds sous-marins dans le Mor Bras (Morbihan). Résultats préliminaires, C.R.Ac.Sc., Paris, 256 : 3170-3171.
- VANNEY J.R., HORN R. & MARTIN G. (1972). La disposition des séquences sédimentaires post-mésozoïques sous la partie externe de la plate-forme continentale sud-armoricaine (entre 45°40' et 46°40' lat Nord). C.R. Acad. Sci. Paris, 275, D, 2829-2832.
- VIGNERESSE J.-L. (1988). La fracturation post-hercynienne du Massif Armoricaire d'après les données de la géophysiques. Géologie de la France, 4, 3-10.
- VISSET L., SELIER D. & L'HELGOUAC'H J. (1995). Le paléoenvironnement de la région de Carnac, sondage dans le marais de Kerdual, La Trinité-sur Mer (Morbihan). Rev. Archéol. Ouest, 12, 57-71.
- VISSET L., L'HELGOUAC'H J. & BERNARD J. (1996). La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer. Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. Rev. Archéol. Ouest, 13, 79-87.
- VRIELYNCH B. & BOUYASSE P. (2001). Le visage changeant de la Terre. Commission de la carte géologique du Monde. ISBN 2-9517181-0-1

W

- WEBER N., CHAUMILLON E., TESSON M. & GARLAN T. (soumis). Architecture and morphology of the outer segment of the mixed tide and wave dominated incised-valley, revealed by pseudo 3D seismic reflexion profiling: the paleo-charente River, France. Marine geology.
- WYNS R. (1991). Evolution tectonique du bâti armoricaire oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. Géologie de la France, 3, 1991, 11-42.
- WYNS R., BITRI A. & GUILLOCHEAU F. (2002). Le fond du graben de rennes préserve t-il un ancien témoin de l'ancienne couverture mésozoïque du Massif Armoricaire détruite au début du tertiaire ? Résumé ASF, Nantes 2002.

Z

- ZAGWIJN W.H. (1985). An outline of the quaternary stratigraphy of the Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 64, 17-24.

- ZAITLEIN B.A., DALRYMPHE R.W. & BOYD R. (1994). The stratigraphic organisation of incised-valley systems associated with relative sea-level change. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 51, 391p.
- ZARAGOSI S. (2001). Les systèmes turbidiques profonds de la Marge Celtique-Armoricaine (Golfe de Gascogne) : Physiographie et évolution au cours des derniers 30 000 ans. Thèse de l'Université de Bordeaux I, 270p.
- ZIEGLER P.A. (1987). Evolution of the Western approaches Trough. Tectonophysics, 137, 341-346.
- ZIEGLER P.A. (1990). Geological atlas of western and central Europe. Shell International Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, 239p.